目　　录

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

第一部分　海平面变化分析

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

第一篇　全球性海平面的升和降

Christopher G. St. C. Kendall and Ian Lerche

摘要　确定全球性海面变化相对幅度的方法包括：(1) 测量大陆边缘沉积物上超的数值；(2) 测量海相沉积旋回的厚度和古海滨线标志之间的高程和距离；(3) 测量单个热构造沉降曲线和叠加的地壳沉降曲线上的摄动；(4) 测量沉积物中的深海氧同位素的变化；(5) 测量在盆地充填作图和数值模拟的"逆"题解中使用的变量的大小，如构造运动速度、沉积物堆积速度和全球海面变化速度。时至今日，可以采用综合这些方法的某些方法或者全部方法编制相对（构造和全球海面）海平面曲线。然而，这些都不是绝对全球海面变化的唯一解。每种方法都对这三种基本作用（基底构造运动、沉积物堆积和全球海面变化）中的两种的某些特性作了假定，然后确定相对于这两种作用的假想模型特性的第三种作用。数学模型肯定了这种结果的意义，它说明只能得到基底构造沉降和海平面变化的综合解。

一、简　介

确定全球海面变化的视垂直幅度虽然有几种间接方法，但是还没有推导出直接的方法，因为没有固定不变的基准面可以根据它量出这些变化。这种基准面不可能建立（Burton等，1987），因为地球表面有一部永恒的运动历史，这些运动反应了：(1) 沉积物压实；(2) 地壳对处于其上的沉积物和水柱负载变化的均衡响应；(3) 热—构造运动。这个固定的基准面可能是地心，但是由于它相对于古老沉积物的位置不可能确定，因此，只能观察到"相对"海平面。正如 Vella (1961) 指出的那样，海平面高度的视变化只能表示为四种参考点中的两对之间的高差，但是它们当中没有一个是固定的，而且它们都受垂直运动支配。它们是：(1) 平均海平面上的任一点；(2) 相对于岩石圈的任一固定点；(3) 岩石圈变化中的表面上的任一点；(4) 任一沉积表面下方稍低处接近压实表面的任一点。因为不能直接测量，所以地质家们力图使用海平面运动产生的物理变化的测值来编制模型。这些与全球海面变化幅度有关的间接测值是本文的主题。读者应当注意，本文中所用的全球海面变化(eustasy) 的定义是"海平面在全球规模上相对于一个固定基准面如地心的高程变化"。这个定义可能不同于本文所引其他地质家们的定义。

我们的文章考虑了描述地球对全球海面变化的物理响应的四种方法：(1) 大陆被海上超面积的变化；(2) 海相沉积物沉积记录；(3) 地壳对上覆海水重量的响应；(4) 海水体积的变化。我们现在评论一下这些不同的方法。

1.利用大陆被海相沉积物覆盖面积的变化确定海面变迁的幅度

1) 测高曲线

针对现今大陆地形，Kossinna (1921，1933) 编辑了测高曲线（hypsometric curve)❶。他的曲线以及那些使用他的修改过的概念的科学家们的曲线，成了全球海面变迁

❶又译陆高海深曲线或面积高程曲线。——译者

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

幅度的众多计算的基础。这种针对当今地形的测高曲线，是计算与被海覆盖的大陆面积成比例的海平面上升了多少的一种工具。任一特定时间间段中海水跨过大陆推进的数量，可以利用一个求积仪和一个等面积投影从该时期海相沉积层序的古地理图中得出（图 1-1）。许多最近的文章（Eyged，1956；Hallam，1963，1984；Forney，1975；Bond，1976，1978a，b；Cogley，1981 1984；Harrison，等，1981；和 Wyatt，1984）描述了在确定海平面变迁幅度中使用测高曲线（或地势曲线（hypsographic curve））。

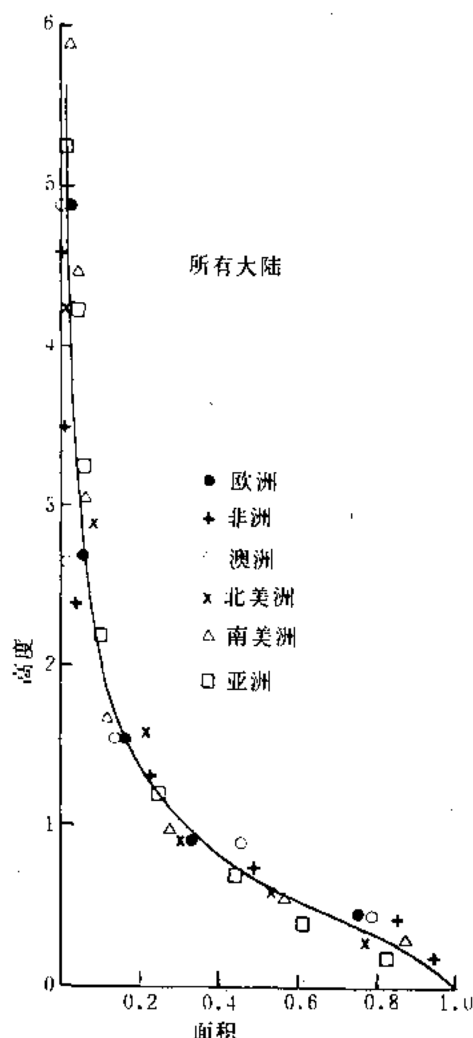


图 1-1　归一化测高曲线（据 Harrison 等，1981，6 页）

大陆高度通过实测高度除以平均高度予以归一。因此，每个大陆的平均高度都按 1 画在纵坐标上，横坐标上面积是 1。还表示出通过这些点的最佳似合地势线

测高曲线以总陆地面积百分比的方式表示各对等高线之间的陆地面积。例如，Harrison 等人（1981）利用分数面积对分数高度和包含的陆架面积作出他们的关系曲线。他们通过观测的高度除以观测的平均高度将曲线归一化，在他们的图中纵坐标表示平均高度，因此，平均高度是 1，而面积是大陆总面积的百分数（图 1-1）。

利用这种方法确定海平面升或降的幅度的问题，是假定描述现今大陆的测高曲线与过去存在的曲线一样。然而，这种简单概念的应用随科学家不同而异。因为第三纪中的造陆上升，今日地形的测高曲线（例如 Kossinna，1921，1933）可能太陡了（Bond，1976）。按照 Harrison 等人（1981）的意见，一个大陆的测高值在整个历史时期看来不是个常数，因为：(1) 与大陆边缘沉积物充填有关的变化；(2) 褶皱山产生的影响；(3) 编制测高曲线中的问题，例如，在测高曲线覆盖的大陆面积中不包括陆架。此外，配合测高曲线使用的古地理图常常有错误，特别是当制作比较老的地层层系图时，有一种把临滨线画得比较短、比较简单的偏向，从而低估了历史时期的被淹大陆面积（Cogley，1981）。

"现代的面积—海拔分布为古大陆提供了重要线索"（Cogley，1984，116 页），并且可以用在模型中，去确定海平面变迁幅度。然而，不存在推导"正确"测高曲线的明确方法。人们可以使用 Kossinna（1921，1933）、Bond（1976）、Harrison 等（1981）、Southham 和 Whitman（1981）的方法，或者 Cogley（1984）的方法，或者他们自己的一套方法。侵蚀作用造成地

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

层剖面的损失也把事情复杂化了，并且导致低估了被水淹面积。因此，很明显，仅仅不精确的古地理图，就会导致不精确的海平面关系，虽然可能得到某些有用的相对曲线。

2）得自地震反射资料的沉积物加积和上超几何形态

Vail 等（1977）、Hardenbol 等（1981）和 Vail 等（1984）曾经开发了一种技术，它是 Wheeler（1958）、Sloss（1963，1972）和 Sloss 及 Speed（1974）等人工作成果的一个延伸。经证实，地震剖面上的地震层序服从这个假定，即连续地震反射近似相当于年代地层界面，或者时间界面，如层面和不整合面。界定层序的不整合面以地震反射对着下面的不整合面上超和终止或互为终止为特征（图 1–2）。论据是上超地震反射的位置受标志着平均高水位的沉积基准面的控制。因此，沉积物进侵曲线图将显示海底、海岸和冲积沉积物楔上超到盆地边缘有多远（Vail 等，1984）。沉积物加积图将显示上超地震反射上爬或下降的垂直数量（图 1–2（c）；Vail 等，1977，66—67 页）。在应用此法当中，Vail 等（1977，77 页）指出："海岸加积测值的求得要尽可能靠近下伏不整合，以使差异盆地沉降影响最小。"他们对比了许多地方测得的海平面相对变化周期，并将全球地震上超周期（他们称之为海岸上超）的产状合并编成一个的曲线图。利用得自地震资料的加积测值，Vail 等（1977）计算了相对海平面变迁的幅度。然而，正如 Hardenbol 等人（1981，34 页）指出的那样，"从测得的海岸上超的变化求得的全球海平面定量变化，不会提供准确的量值，因为不同盆地中的沉降有变化"。据推测，他们假定一旦在整个地质历史分析中排除掉沉降因素，就只保留下全球海面变化（理论上）。应当记住，这只是一种假定而不是事实。

Vail 等人（1977）的沉积上超曲线的另一个问题是，当他们令人信服地证明全球性海面变化事件存在时，全球海面事件在大陆上的位置被构造沉降的局部影响复杂化了（Bally，1981；Watts，1982；Thorne 和 Watts，1984；Parkinson 和 Summerhayes，1985；Miall，1986）。这可能解释为什么 Hallam（1981）和 Vail 及 Todd（1981）根据不同资料来源编制的侏罗纪海平面曲线对于同样的海平面高度记录到不同的位置。同样，Vail 等人（1977）、Kauffman（1977）、Hancock 和 Kauffman（1979）、Harris 等（1984）以及 Sciglic 和 Baker（1984）根据不同资料来源（例如地震、岩石地层和生物地层资料）编制出的白垩纪海平面曲线也是不同的。Vail 等人（1977）编制的晚第三纪海平面曲线不同于 Seiglie 和 Moussa（1984）编制的曲线。因此，这些方法（不同作者用的是不同的）识别出相同全球海面事件的发生，但是即不能用来确定它们的幅度，也不能用来确定它们相对于其它海平面事件的位置。

2.沉积记录作为确定全球海面变化幅度的一种方法

古水深标志与古海滨线位置结合，用于计算全球海面变化幅度。这些标志包括在变浅旋回中指示高水位的沉积构造；古海滩线；古海蚀崖中的浪蚀龛；古水深的化石标志，如底栖生物、藻迭层石、潜穴、珊瑚礁阶地和泥炭等。Busch（1983）对比了纽约州中部 Manlius 组中的向上变浅旋回或 PACs〔被中断的加积旋回（Punctuated Aggradation Cycles)〕，并把它们与海平面事件相联系。他对比了旋回中的高水位，通过利用旋回中垂直潜穴的上限和藻纹层的下限验证了高水位。Busch 识别了以这些海平面为界的三个周期，它们在某些地点上具有近似相同的厚度（1.1，1.0 和 0.8 或 3.7，3.3 和 2.5ft），说明在这些地方相对海平面以这个数量变化过（图 1–3）。Busch 忽略了压实作用的影响，所以这些实际记录值可能比真实的相对海平面变化幅度小。他注意到在朝海的方向上海进面在地层层位上上爬。这种计算海平面变迁幅度的方法依据这些假定，即这些旋回是全球海面变化的结果；这些地点的每

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

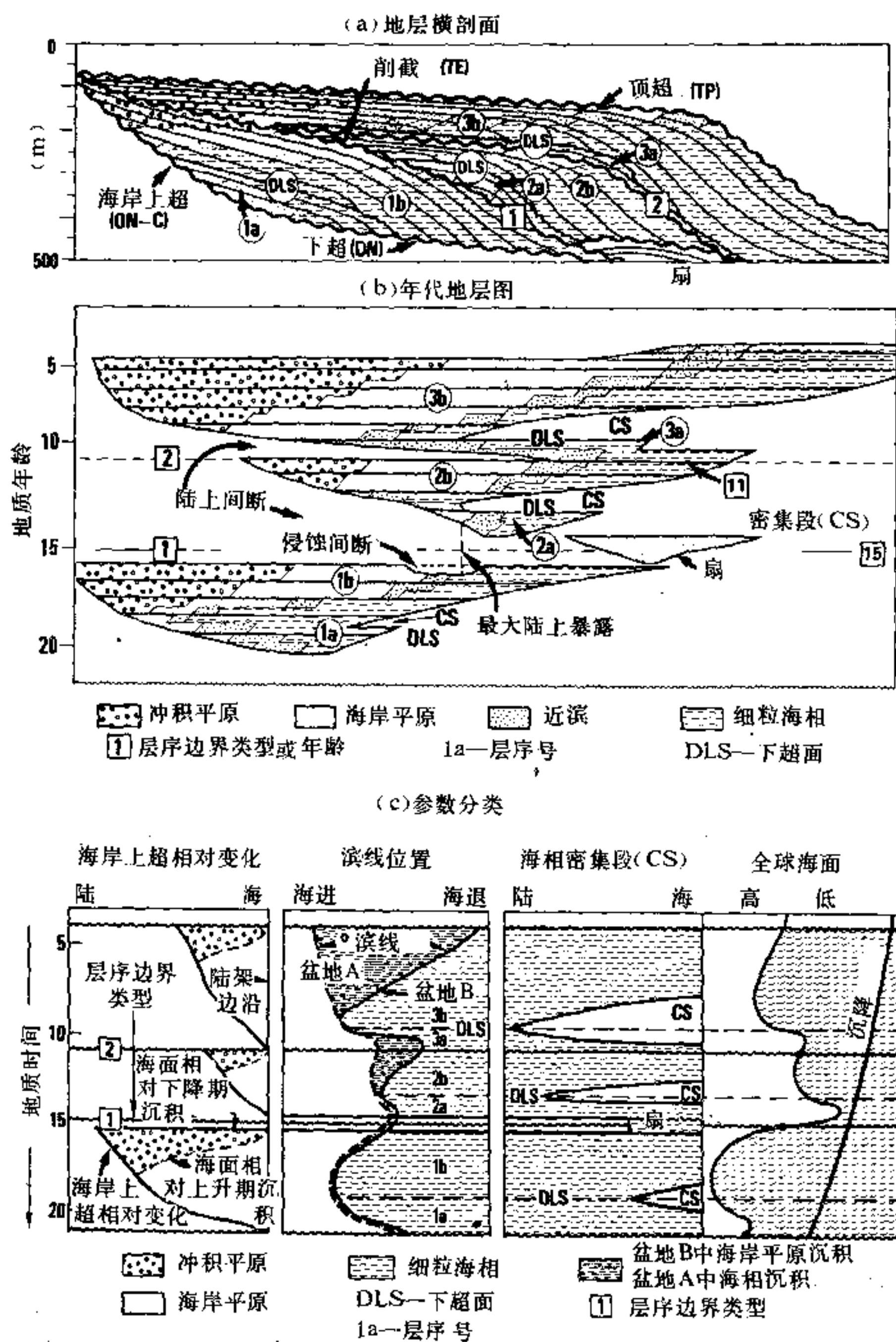


图 1-2

(a) 通过一理想地震横剖面的图解或地层横剖面，说明地下深处三个理想化层序的层序界面类型、下超面（密集段）和岩相的分布；(b) 与图 (a) 相同的年代地层图解或 Wheeler 图解（Wheeler, 1958; Sloss, 1984），说明层序界面、下超面、密集段和岩相的性质；(c) 与上述相同的地震层序参数分类图解，说明海岸上超、海平面相对变化、海进—海退、海相密集段和全球海面变化及沉降作用的关系（Vail 等人，1984）

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

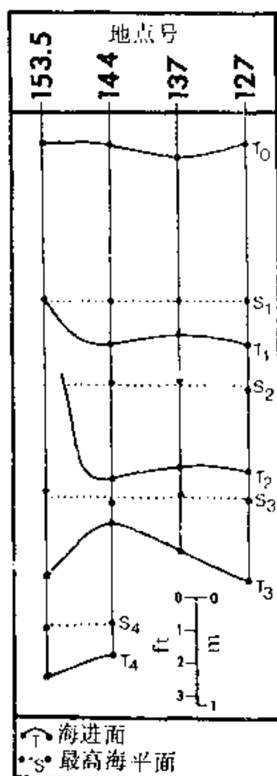


图 1–3 纽约州中部 Manlius 组四个研究地点最大高海平面（S）和海进面（T）的对比（Busch, 1983）

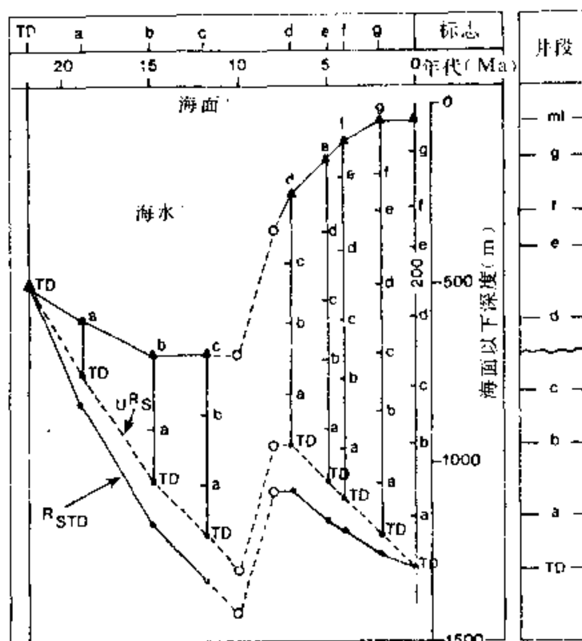


图 1–4 理想井的地质历史图解（Van Hinte, 1978）

上部曲线表示该地的古水深。下部虚线 $_UR_S$ 为未校正的整个时期 TD 的埋藏路线，由水和沉积物之间的界面累积量得；下部实线 R_{STD} 为 TD 的校正过的埋藏曲线，其中加进了随着 TD 的埋藏上覆沉积物的逐步压实

一个，都具有同样的构造历史；以及这种构造的影响可以准确地模拟。

其它人 Beukes（1977）、Kauffman（1977）、McKerrow（1979）、Harris 等（1984）、Seiglie 和 Baker（1984）、Seiglie 和 Moussa（1984）和 Weimer（1984）的文章采用了相似的方法，但在识别一个全球海面变迁信号时，没有忽视局部构造活动在产生供沉积剖面使用的可容纳空间的重要性。

利用礁阶地、泥炭、海蚀崖浪蚀龛和古水深标志的总思路和刚才引证的文章中的思路是一样的。他们全都是或者要求沉积背景的构造特性方面的假定，或者要求全球海面变化或沉积方面的假定。因此，海平面变迁的规模还是依靠一个不可能单独证明的一种假想模型。

3.利用回剥沉降法（Backstripped Subsidence）确定全球海面变迁的幅度

1）地壳沉降与热构造曲线间的差别

Hardenbol 等人（1981, 35 页）指出过：（1）Vail 和 Hardenbol（1979）及 Vail 和 Todd（1981）的全球海面变化曲线是以计算“海岸上超和来自古生物研究的变化”为基础的；（2）低频海面变化事件的幅度可以通过测量根据井算出的地壳沉降曲线与利用 Royden 等人（1980）概括的方法针对该地推测出的理论热构造沉降之间差别算出。同样，Hallam（1963）提出过根据假设的太平洋海底平顶山（guyot）沉降速度测量海平面变迁的可能性。

一口井的地壳沉降曲线首先是通过根据现代海平面确定它的埋藏路线得到的（图 1–4，Van Hinte 的地质历史曲线图，1978）。接着，利用古水深作为基准面，按照 Watts 和

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

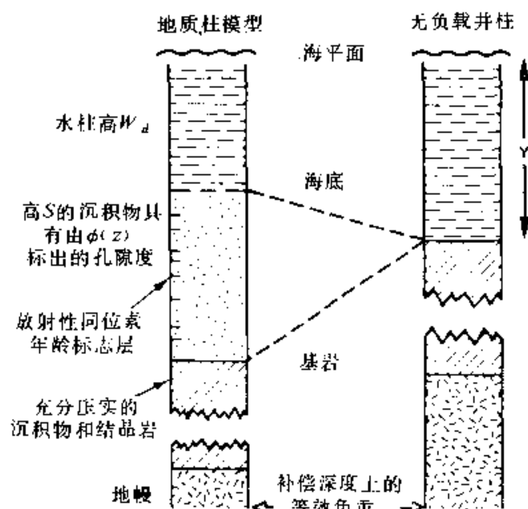


图1–5 利用Bomford（1971）修改过的Airy地壳均衡概念清除掉沉积物及水重对地壳的压实及均衡效应影响（据Watts和Steckler，1979。原书中有此图，但无图名。——译者）

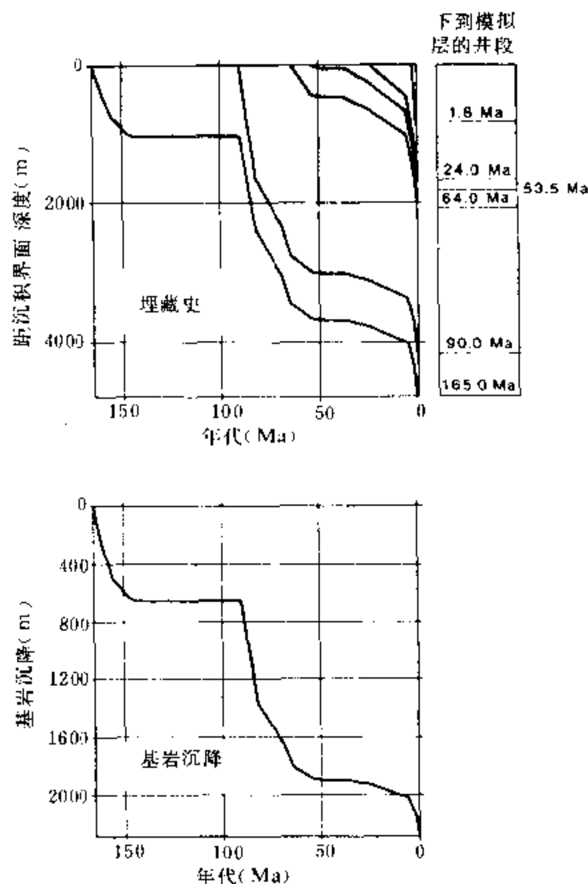


图1–6 北海井的埋藏历史加上地壳沉降（据Guidish等人（1984））

Steckler（1979）的方法，排除掉沉积物和水的重量对地壳的压实影响和均衡影响，他们用的是经过Bomford（1971）修改过的Airy（1855）的地壳均衡概念。因此，通过补偿沉积作用的影响算出基底沉降，但是忽略了海平面浮动对这个沉降的影响（图1–5）。

埋藏史计算所得结果示于图1–6中，图中显示了得自北海一口采样井的重塑沉积史和基底沉降曲线。然后，将基底沉降曲线与热构造曲线进行比较，用它们之间的差别确定海平面变迁的大小。然而，理想的热构造曲线是随作者而异的。许多地质家提出过模型，包括Falvey（1974）、McKenzie（1978）、Royden等（1980）、Beaumont（1981）、Hellinger和Sclater（1983）和Nunn等（1984）。每种方法都是不同的，并且是围绕着其它方法的弱点找出路而研究出来的。如果我们测量的是根据井导出的地壳沉降曲线与热构造沉降之间的差别，就必须从众多的迥然不同的模型中选一个模型。一旦我们作出选择，就可以通过最小二乘差法得出从一口井导出的地壳沉降曲线与主观选择的热构造沉降曲线之间的差值。反过来，导出海平面变迁大小的量值。

Hardenbol等人（1981）给出这样一种计算的结果，他选择了Royden等人（1980）的模型，并将其用于西北非的一个例子。他们说（33页）："这些变化的地层分辨率很少有可能对它们的幅度严格地定量，但是，海平面变化最低速度通常是可以确定的"，虽然这些作者考虑的只是低频事件，但是我们的意见是，一条平滑的、与模型相关的热构造沉降曲线的这种假定是没有根据的。尽管盆地间有明显的岩性地层对比关系，但是在地壳沉降曲线上看到

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

的许多高频扰动可能是构造成因的，虽然这一点不可能被证实。还有这个事实，即 Royden 等人（1980）为他们的沉降曲线选择的参数提供了一个与地壳回剥曲线拟合良好的模型，但并不意味这个模型是正确的：这些参数的选择是要对地壳沉降曲线给出一个最低的最小二乘失配（minimum least-squares mismatch）。

不同作者没有对这种方法的误差极限作过计算，但是从 Guidish 等人（1984）的地壳沉降计算推断，它们是相当大的。它们不仅与不同方法中用的常数有关，而且还和沉降时期的压实历史、地壳的挠曲特性和描述热构造特性所选择的模型有关。

2）叠加的和平均的地壳沉降曲线

Guidish 等人（1984）叠加了，然后又平均了地壳沉降曲线，以确定全球海面事件的产状和幅度。他们的全球平均基底沉降速度与 Vail 的全球海平变化曲线在细节上的相似性极少（图 1-7）。这种差别说明，与全球海面事件曲线相比，高频构造运动更清晰地反映在地壳沉降曲线中，因为幅度小于 91.5m（300ft）的海平面变迁太小了，不足以对地壳沉降产生重大影响。即使地壳确实对高频海平面事件有反映，我们也可以很好地识别它们的产状，而不必从地壳沉降曲线测量它们的大小。这种方法的限制来自下列有关假定：（1）一个平衡的均衡埋藏历史；（2）沉积物和水的重量的均衡和挠曲响应模型；（3）井底以下的沉积物如何压实；（4）没有平均引起的累计误差。其他人可能不同意，但是我们相信这种方法不能确定精确的全球海面变化的大小。

4.根据同位素比和与更新世冰川期伴生的珊瑚礁阶地确定全球海平面变迁的大小

根据取自深海的浮游微古生物得出的 ^{18}O／^{16}O 比值的变化，可以测定年代，并有人把它与冰川全球海面变化事件联系起来（Broecker 和 Donk，1970；Shackleton 和 Opdyke，1973；Fillon 和 Williams，1983；等）。Mesolella 等（1969）、Steinen 等（1973）和 Matthews（1984b）曾经指出，在环绕巴巴多斯的珊瑚礁阶地中，在它的更新世构造上升时期，记录了全球海面的变化。这些阶地用 U／Th 法测定了年代。在新几内亚（Bloom 等，1974；Chappel，1974）和印尼（Chappel 和 Veeh，1978）用 U／Th 测定年代的礁阶地中可以看到相同的全球海面事件的证据。

Moore（1982）根据巴巴多斯（Mesolella 等，1969）、远东（Chappel，1974；Chappel 和 Veeh，1978）和其它一些地点珊瑚礁阶地的放射性年代测定资料，编制了晚更新世的全球性海平面曲线，曲线上表现了整个时期海平面变化的幅度（图 1-8）。海平面变迁的大小依赖于这种假定；假定事件之一（125ka❶前的一个事件）的海平面高于现今海平面 2 至 10m（6 至 32ft），并假定从 125ka 至今在此基准面处的构造上升速度是常数。支持性证据是 125ka 海平面接近于今天从那个年代的沉积物中取得的氧同位素值中所能推测的高度（它接近现今的值）（Shackleton 和 Opdyke，1973；Fairbank 和 Matthews，1984）。然而 Ward（Ward 和 Chappel，1975）指出，确定构造运动的幅值是不可能的，要这样作，首先必须知道海平面变迁的大小。因此，只要被测定年代的珊瑚礁阶地位置是全球海面事件产生的记号，那么这个记号就不可能用来确定比海平面事件相对幅值更多的东西，因为必须假定一个构造特性模型。

如果我们试图根据深海岩心中浮游微古生物 $\delta^{18}O$ 的变化确定海平面变迁的幅度，我们将面临不同的问题。Fillon 和 Williams（1983）展示过两条海平面变迁幅值曲线（图

❶ka 为千年。——译者

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

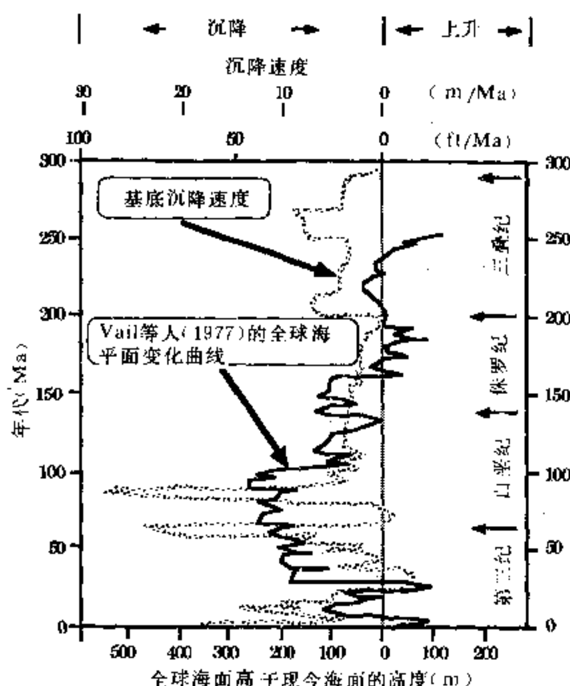


图 1-7　基底沉降全球平均速度与 Vail 等人(1977) 的全球海平面曲线的比较（据 Guidish 等人，1984)

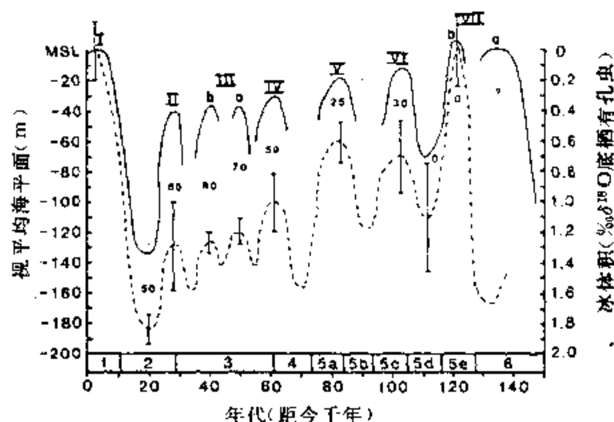


图 1-8　晚更新世全球海平面曲线，表示海平面随时间变化的幅度，据巴巴多斯 (Mesollela 等，1969)、远东 (Chappel，1974；Chappel 和 Veeh，1978) 和其它一些地点 (Moore，1982) 以及据主要洋盆海底“冰体积”$\delta^{18}O$ 记录作出 (Fillon 和 Williams 1983)

1-8)，一条曲线得自测过年代的珊瑚礁阶地，另一个得自 $\delta^{18}O$。两条曲线具有相同的信号频率，但是事件的幅值不同。Broecker 和 Van Donk (1970) 是最先主张海平面位置、冰体积和 $\delta^{18}O$ 变化有关系的人之一。Shackleton 和 Opdyde (1973) 假定，0.1‰的 $\delta^{18}O$ 变化相当于 10m (32ft) 的海平面变化，并且产生了一个与 Mesolella 等人 (1969) 的曲线匹配良好的冰川—全球海平面变化曲线。后来，Fairbanks 和 Matthews (1978) 和 Aharon (1983) 利用测定珊瑚礁阶地年代的 $\delta^{18}O$ 值肯定了这个关系。此后，Williams 等人 (1981) 和 Fillon 及 Williams (1984) 曾经更逼近地检验了这个关系。问题是预测海洋冰与大陆冰的体积关系以及知道有多少 ^{18}O 捕集于不同的冰体中。Fillon 和 Williams (1984) 展示了与 Shackleton 及 Opdyke (1973) 最初归纳结果匹配的图形。他们说，他们的结果得自三个独立的方法，与模型无关。然而，他们的结果与珊瑚礁测定年代及假定的构造抬升模型得出的相匹配这一事实，并不能证明他们是正确的。涉及的变量的维次只能猜测而不能度量（例如过去 125ka 间的构造抬升速度)。既使我们知道了涉及的冰的体积，我们也不能预测地壳对海水重量变化的均衡响应：因为地壳的挠曲性是随地而异的 (Walcott，1970)，并且还假定它随时间变化。

总之，我们有众多的彼此无关的独立信号说明了发生过海平面变迁：(1) 冰川和地貌证据；(2) 深海浮游微古生物、珊瑚和软体动物的 $\delta^{18}O$ 记录；(3) 众多不同地点的珊瑚阶地；(4) 融水效应 (meltwater effect)。我们可以计算这些变迁的相对幅值，它们是有用的地层信息，但是我们不能对这些值给以准确的数字。

本着冰川—海面浮动不限于晚第三纪和更新世的假说，Matthews (1984a，b) 提出过利用氧同位素记录验证和测量过去至少 100Ma 间全球海面变迁的相对幅度。虽然

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

Matthews 有能力利用这种方法验证海平面的信息，但是他不可能精确地度量它们的维次。然而无论如何，这种方法提供了一个识别上超法已经认识到的海平面事件相对幅度的途径。

大洋的体积也可以根据它和地球转速降低的关系加以确定，这种转速在大约公元前 500 年前巴比伦人就开始有记录（Morrison，1985）。现在的每一天比过去的长 50ms。潮汐引起的偏转不会引起明显的变化，因此，某种其它的机制当负其责。"例如，海面每变化 1m 会使每天的时间长度变化 15ms"（Morrison，1985，21 页）。自公元前 500 年以来，或许海平面增高了 3m。来自乔治亚州海岸的考古和地质证据支持了海平面的这种变化（De Pratler 和 Howad，1981）。然而，其它的机制，从大地构造到深海地壳的变化，也可能负有责任。

5.模拟大陆边缘沉积作用对地壳沉降、全球海面变化和沉积物堆积速度的响应

对前面讨论的方法的不满导致我们去研究一种针对全球海面变化、构造运动和沉积作用的正演（时间）模型。我们的目的是通过反演这个正演模型，去确定产生给定盆地内沉积几何特征所需要的不同变量的大小。

我们研究出一种简单的模型，以产生横穿潜埋陆架边缘的顺倾向地震测线上见到的沉积几何特征的二维图形（图 1−9（a）；Burton 等，1987）。地震测线上见到的几何图形是海平面变化、沉积速度、构造运动速度和方向相互作用的结果。我们模拟了沉积作用、沉降作用和全球海平面变化位置的变化，并绘出了产生的几何图形。如果模拟图形与地震剖面之间存在良好的对应关系，我们就可以作出有关沉积物堆积速度、沉降速度和海平面变化速度的某些解释。和其它确定海平面的方法类似，我们的模拟方法作出了有关变量大小的假定。

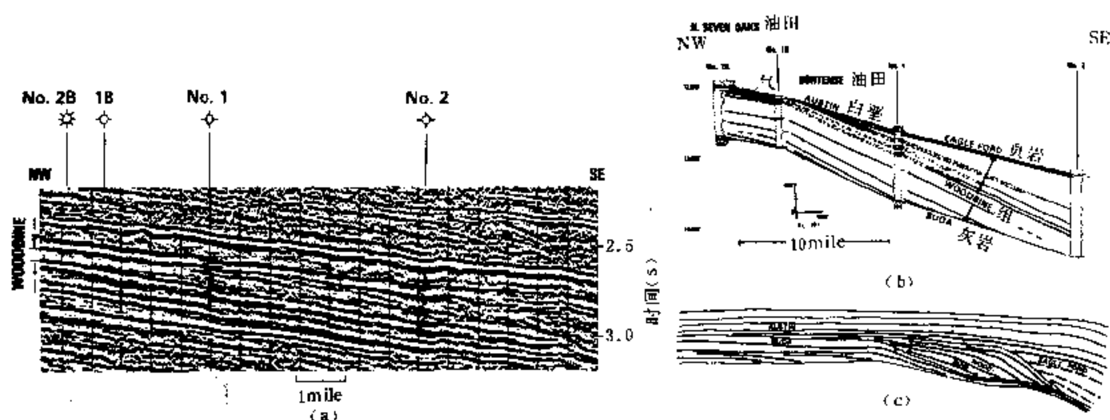


图 1−9

(a) 德克萨斯州 Polk 公司的通过 Woodbine 三角洲的地震剖面；(b) 电测横剖面，表示 Woodbine 三角洲中砂层的分布及几何形态；(c) (a) 和 (b) 的图解图释，据 Vail 等 (1977)

这种模拟是以这个概念为根据的，即沉积几何形态的总体特征是受一些宏观作用（megaprocess）控制的，诸如全球海面变化、地壳沉降、压实和沉积物的沉积，这些作用恰恰是对地震剖面进行地层学解释所必需的。我们并未试图模拟其物理过程；相反，我们试图再造其沉积几何形态，它是长时期这些作用的平均结果。

我们模拟了给定时间间段的沉积，定义为特定长度和厚度的沉积三角（sediment triangle）（图 1−10（b））。对每个时间间段来说，这些沉积束的沉积受控制于：（1）原始沉积表面的构形（图 1−10（a））；（2）海面相对于这个沉积表面的位置（图 1−10（d））；（3）

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

这段时间沉积的沉积物数量（页岩和砂岩）（图 1-10 (b)）；(4) 沉积表面的沉降特征，包括构造枢纽沉降或热沉降、均衡负载和由于脱水引起的沉积物压实（图 1-10 (c)）。

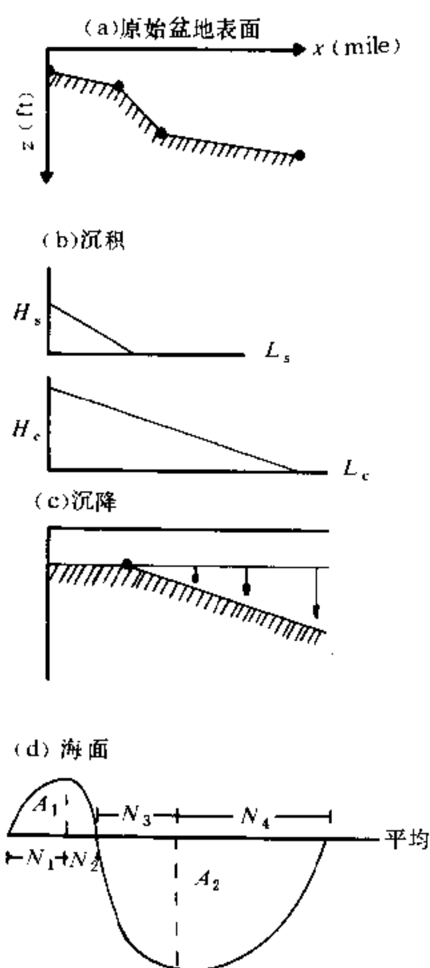


图 1-10 模拟中的某些输入参数

(a) 提供了极点的水平和垂直位置，程序为在其间线性内插；(b) 提供砂岩 (H_s+L_s) 和页岩 (H_c+L_c) 沉积三角体的高度 (ft) 和长度 (mile)；(c) 提供枢纽带水平位置 (mile) 和沉降速度变化 (ft/mile)，枢纽点左侧无沉降；(d) 变化由 1/4 周期曲线组成：提供 1/2 周期振幅+时阶数/1/4 周期，还提供海平面平均值和初始方向哪里是上升（如图示），哪里是下降

这种模拟包括的功能是能够使沉积向上建筑到海平面，之后，发生了侵蚀作用和过路冲蚀。我们只模拟了海相碎屑沉积，忽略了朝陆地方向的冲积楔，为的是再造海相沉积的总体几何特征和展示剖面的偏砂和偏泥部分的位置（图 11)。我们承认没有冲积平原这个事实，我们的模拟是有缺点的，而我们正在研究这个缺点（Helland-Hansen 等，1988)。然而我们认为，我们的模拟是十分有参考价值的。

图 1-11 中，黑线间的面积代表一指定时间段沉积的沉积物。在这个时间阶段内，页岩与砂岩的比例依下列方式加以显示。紧接着黑线下面的面积代表沉积物的页岩部分，而浅色线下面的面积代表砂岩部分。单个的砂岩和页岩体（如曲流沙坝、充填河道或三角洲）没有具体验证，虽然图中表示了可能产出砂岩或页岩的面积。这种计算结果旨在通过模拟岩石层序的一般、而不是特定的沉积历史，来帮助地震资料的解释。特别是，这种模拟可以用来帮助证实良好的生油岩带、盖层（偏页岩区）带，以及可能出现潜在地层圈闭的地区（在偏页岩区内或它的下面偏砂区的尖灭)。

图 1-11 和 1-12 表示带有一个小的枢纽沉降单元的陆架和盆地边缘几何形态的逐步演化。阶段 1 表示陆架响应海平面相对上升而引起的逐步上超，海面相对上升是全球海面变化速度、沉降和沉积物供应之间相互作用的函数。阶段 2 和 3 表示海平面下降速度不足以使海岸沉积楔降低到陆架边缘以下时出现的顶超前积。阶段 4 表示海平面相对上升和上超沉积楔的影响。每个阶段的图象输出，都是全球海面变化、沉降和沉积物供应间相互作用的产物，而不只是全球海面升降。在模拟中见到的一个有趣的响应是地壳对沉积物和水负载的均衡响应。在第一阶段，靠近海滨处地壳下洼，而在盆地边缘处，地壳有一脊状隆起的正地形区。在第 3、4 阶段，地壳在正地形脊的朝海方向下洼。发生这种情况是因为陆架上的沉积物可容纳空间减少了，沉积物现在占据了朝海方向的空间，引起了那里的下洼。产生的“基底”几何形态只是沉积物重量的一种产物，并设想

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

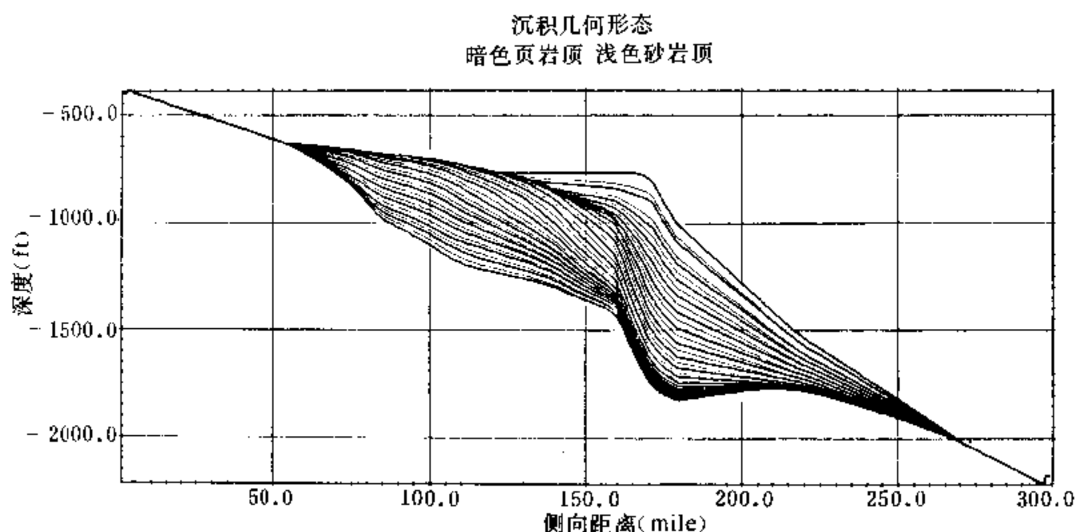


图 1-11 通过全球海面变化、压实、构造运动、地壳均衡和沉积物充填的模拟产生的沉积物几何形态的横剖面，假设没有朝陆地方向的沉积楔，并假设沉积物充填到海平面

地壳是一种完善的弹性艾里（Airy）均衡响应❶。

在图 1-13 中，将海平面位置的变化画成与压实和沉降后每个时间段的关系，在 46m（150ft，下线）上超处有一最大标高，加上一个具有最大变迁 85m（280ft，没有冲积平原，它没有模拟）的一个经过修改的 Vail 加积曲线。后一曲线画出了每个时间段上超的沉积物的高度差，并且是利用 Vail 等人（1977）概括出的标准，根据整个沉积束沉积后模拟的最后几何形态量得的。结果正如模拟所确定的那样，二者都是即两倍夸大又扭曲的海平面变化（或 Vail 等 1977 的海岸上超曲线）。在 Vail 等人（1977）的加积曲线中，海面相对上升，看来远大于下降。我们预期当加入冲积平原沉积物时，这种放大和扭曲现象会更大些。这种放大效应可以解释为什么 Vail 等人（1977）的海平面变迁是那么大，而 Guidish 等（1984）所见到的地壳响应又是那么的小。按照模拟结果，当输入的是海平面的微小变化时，它们对沉积响应有一明显的影响。此外，当它是从这种模拟的最后几何形状量得的时候，并且假定它是在地震横剖面上量得的时候，压实作用和构造运动夸大了海面变迁的视大小。

图 1-14 表示了 POGO（海岸上超的朝陆地方向最大进侵点）、陆架坡折带的模拟位置，和大多数沉积楔随时间朝盆地方向推移的位置。这些曲线以及海岸上超曲线的正弦形状，是由于海平面变化以及由于我们没有模拟冲积平原沉积这个事实造成的。这些冲积平原沉积物，造成了 Hardenbol 等人（1981）的“海岸”或沉积物上超曲线的锯齿状外形。

尽管在我们的模拟中不存在海岸线朝陆地方向上超的冲积楔，但是这种模拟给出了在滨外海和海岸沉积物对沉积作用、海平面和构造运动响应的总体概念。我们已经对模拟的可靠性以及它的有效性作了一个系统检查，作为对解释的一种帮助。一旦加上了冲积楔，我们计划在一个充分研究过的、提供良好地质控制和能对设计输入值作出合理估算的地区进行模拟检验。显然，这样一个地区不应当有设计中不包括的地质现象，如断层、碳酸盐岩降和盐运动。在检验完成之前，我们不可能确切地将我们的模型用于了解甚少的地区。

---

❶指地壳均衡响应。——译者

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

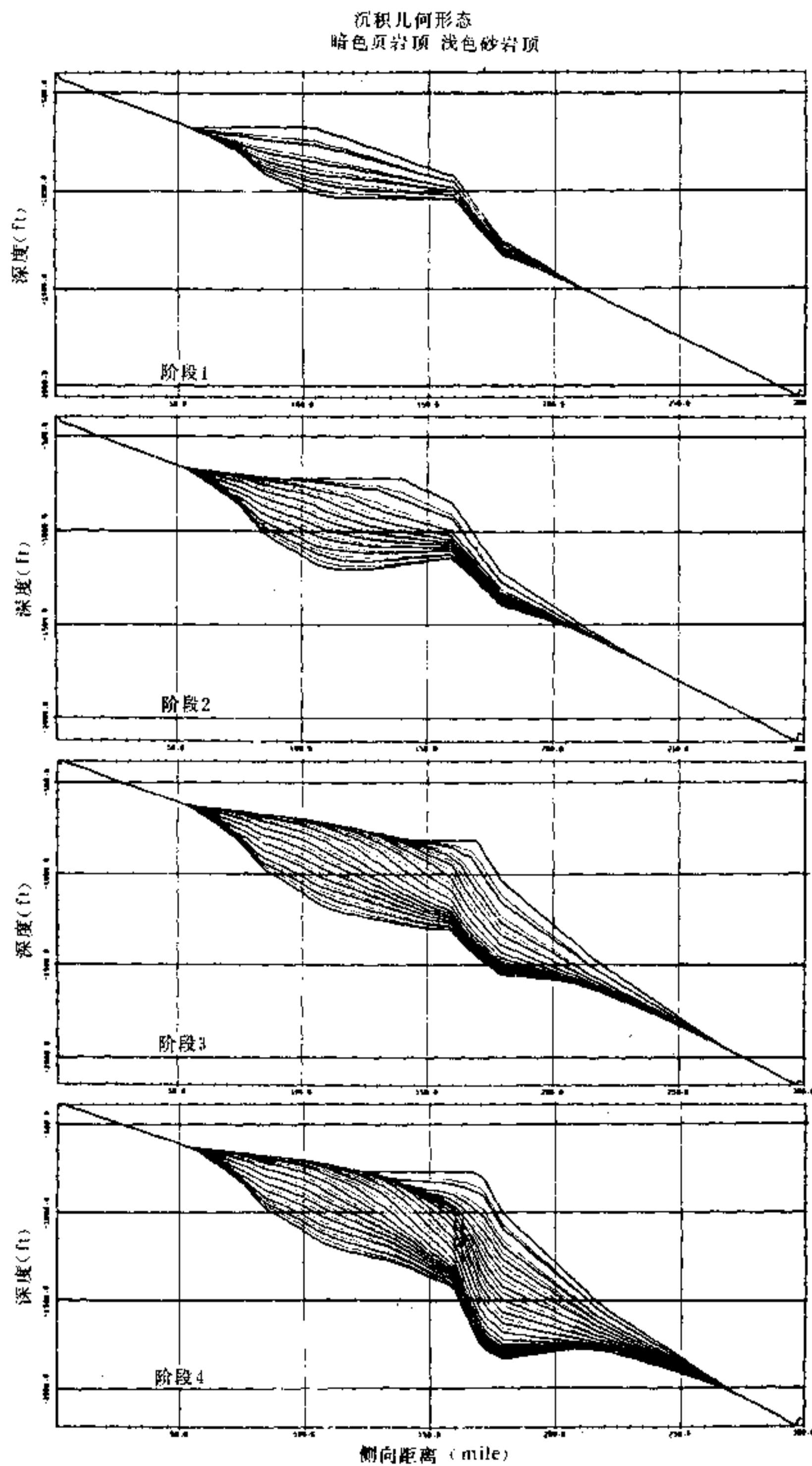


图 1-12 与产生图 1—11 所示几何形态有关的沉积物充填的四个阶段

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

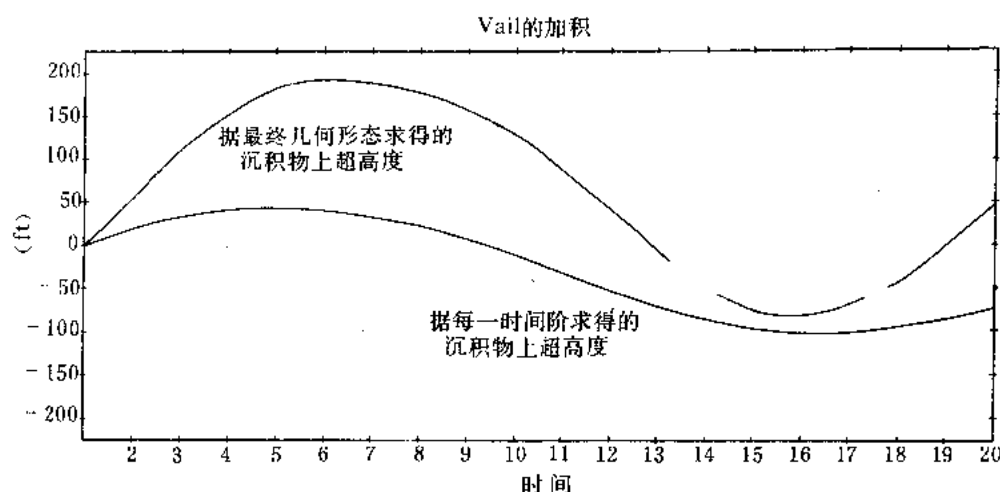


图 1-13　根据最终几何形态作出的 Vail 等人（1977）的上超加积曲线（顶部线）和据每个时间阶梯作出的全球海平面变化曲线（底部线）

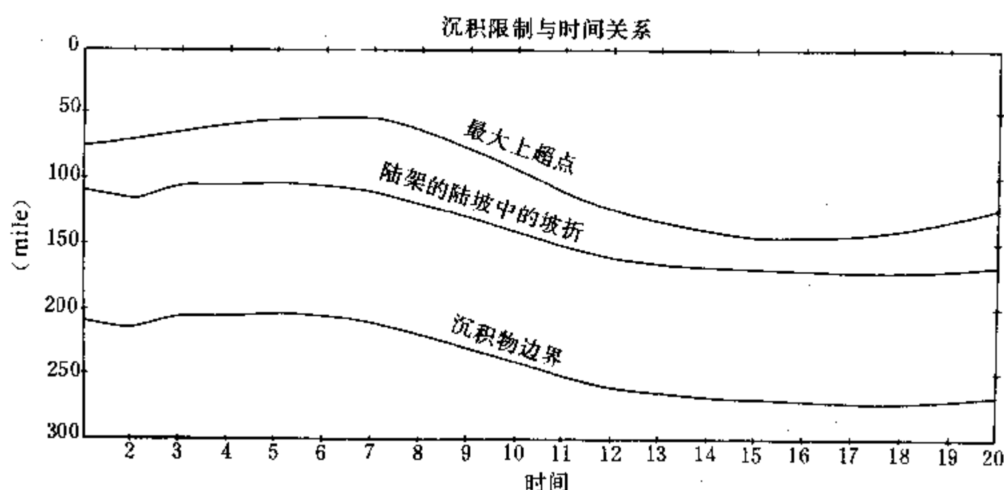


图 1-14　最大上超点（POGO）（顶线）、陆架坡折（中线）和沉积物朝盆地方向的位置（底线）

二、测量海平面方法的一般讨论

由于全球海面变化幅度不能直接度量，地质家被迫利用本文中描述的各种方法。问题是这些方法都依赖于模型中的一个或多个变量大小的某些假定。

当地质家利用测高曲线和古地理图件表示海相沉积物跨过大陆上超的地区时，他们被迫假定测高曲线的构型与过去是一样的，或者是编制一个他们自己的假定曲线。结果是一条有助于解开地层史的相对海平面曲线，但是不能提供海面变动规模的量值。

我们同意 Hardenbol 等人（1981）的意见，即沉积加积曲线也不是确定全球海面事件规模的一种精确的方法。沉积加积的量值也受压实作用、地壳沉降速度和幅度，以及重要的冲积平原上超程度的影响。所有这些变量都难以精确确定。例如，常用的压实算法，是根据

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

埋藏过程中流体均匀逃逸和流体压力总是与被压实的沉积剖面维持平衡等假定（Guidish等，1984）的。事实上，流体逃逸复杂得多，因此，这些算法不能准确地把握压实作用。在用热构造模型预测地壳沉降曲线和确定全球海面变迁大小的方案中，它们的结果取决于模型的选择和所用的参数。这些热构造模型的选择不是以事实为依据的。当地质家利用海滨线间的高度，例如珊瑚礁阶地、泥炭和沉积构造度量海平面变化时，构造模型也是假定的。根据迭置沉降曲线度量海平面高频变化的企图失败了，因为地壳不可能明显地反映这么小的海平面事件。氧同位素的使用不会给出明确的答案，因为海水中的氧同位素比值，只是部分地受大洋体积的控制。即使同位素比值与海水体积的关系能够成立，我们也无法确定全球海面变化的大小，因为除了方向和最一般的幅度之外，我们也无法精确地模拟地壳因大洋体积的变化所产生的挠曲。最后，我们对通过数字和图形模拟确定变量的企图，也同样失望，因为对于特定的输入变量显然缺少唯一解。

所有这些方法都要求对许多无法度量的变量的大小作出基本假定。这些方法中的那些精彩的和富于想象力的概念，依然没有得到确切证据的支持。

三、在地壳均衡埋藏历史中根据盆地充填确定海面变化的一种方法的概括

检查完计算海平面变迁的不同方案之后，我们仍然不能保证我们可以确定每种方案中所用变量的正确大小。结果，我们试图寻找是否有数学上的唯一解。我们的努力是有教益的，并且解释了为什么即使用正演模拟，我们也不能确定这些变量的大小（Burton等，1987）。Burton等（1987）的主要结论是，整个计算过程是非线性的。通过正演模型的逆解、利用现代沉积地层的量值和它们的上超点来确定海平面的变化，看来既使不是不可能，也是困难的，因为正演模型采用了不可能逆解的沉积物柱。

既使正演模型可以逆解，仍然遗留两个大问题：（1）我们所能导出的所有数值都是**海平面与盆地运动的总和**；（2）在一个不知道完整盆地历史的上超层序中，我们不可能知道哪里是最大上超点。这就要求知道一个盆地中伴随基岩反应的侧向沉积充填（包括侵蚀作用）和过重的压力如何随时间影响到层序和上超效果，因为不是在所有时间里盆地都均衡地受到控制。

四、结　　论

在地震横剖面上或在露头中通常看到的沉积几何体是沉积物堆积速度、全球海面变化速度以及构造运动速度变化的产物。迄今为止，无论是用测高曲线，Vail及其同事的创新概念，用海滨线位置的古标志与叠加在一起的地壳沉降相结合，利用礁阶地位置或深海氧同位素比测量更新世海面运动的方法，还是用我们自己的正演模型，对于确定构造运动的大小、海平面变迁的规模，或者沉积速度来讲，看来都不会提供唯一的和确切的答案（表1-1）。根据Vail的工作、我们的地壳沉降研究工作、我们采用的正演模型算法以及正式的数学演算，所得的主要结论是：除非一个变量和另外二个变量是相关的（实际不是这种情况），否则，要确定第三个变量，至少在三种作用（沉积物堆积、全球海面变化以及构造沉降）中，必须有二个予以相对标定（specified）。通过在不同盆地中模拟它们，可以计算这个作用的

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

相对大小，但是绝对值依然难以确定。推想，各种各样的好假说在这方面的知识的贫乏，不得不常常求助于所观察到的沉积几何关系。对决定哪种假说代表真理，目前恰恰缺少必要的信息。

表 1-1 估算全球海平面变迁幅值的方法

方法	测量变量	假定	问题
测高线	面积仪量得的等面积投影的时间间段内海相沉积覆盖的陆地面积	现今大陆起伏与大陆面积间的关系与过去一样	(1) 时间间段可能太长； (2) 古地理图不准确； (3) 构造特征未知； (4) 大陆厚度未知
Vail 沉积物上超	(1) 垂直岸线方向上地震反射在不整合面上的上超距离； (2) 上超高度	上超不是 (1) 构造沉降；(2) 压实；(3) 地壳均衡响应的产物	不能把计算继次加到构造沉降、压实或地壳均衡的响应上
古水深测量标志 (1) 浅水周期；	高水位标志间的周期厚度	(1) 厚度是全球海面变化的结果； (2) 构造沉降、压实和地壳均衡可以忽略不计；	构造沉降、压实和地壳均衡效果未知；
(2) 海岸线标志（海滩、礁、浪蚀龛，泥炭等）	高于现今海平面的海拔和海岸线标志间的海拔	(1) 全球海面变化和构造恒速上升结果	构造上升速度未知，恒速上升习性未知
地壳沉降曲线 (1) 与热构造曲线偏离	一口井的地质沉降曲线与同一地区预测的热构造曲线间的差异	(1) 平均 1% 孔隙度和（或）基岩的深度； (2) 沉积物负载对地壳产生的压实历史； (3) 热构造模型	1%孔隙度和基岩深度可能不知道、压实历史、地壳响应地壳均衡的情况可能知道、热构造习性不知，不可能确定这些假定
(2) 迭合地壳沉降曲线之上的扰动	从综合迭合沉降曲线量得扰动幅度	(1) 平均 1% 孔隙度和（或）基岩深度； (2) 压实历史； (3) 地壳上沉积物和水负载的地壳均衡响应； (4) 岩石圈刚性和热构造模型	
氧同位素	$\delta^{18}O$ 值	(1) $\delta^{18}O$ 值变化是大洋体积变化的结果； (2) 地壳对水重的地壳均衡响应各处是一样的； (3) 作为时间的函数，可以估算大陆冰和大洋冰的体积； (4) 没有成岩作用影响	不可能证实任何假设

因此，虽然一个精确的全球海平面变化图对于石油工业中的前沿盆地勘探是一种恩赐，但是，特别是当那里的唯一资料来源是地震剖面以及偶尔钻的地层探井和（或者）野猫井时，这种图是作不出来的。然而，当相对（综合了构造运动和全球海面变化的影响）海平面变化曲线图与井相结合时，还是有可能根据 Vail 等人（1977）和 Hallam（1981）的方法，

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

把沉积层序与地震剖面上通过一个盆地的相对海平面事件联系起来。很可能，最好的**相对**（构造加上全球海面）海平面变化曲线图，还是用大陆边缘的沉积物上超、结合反映至少回溯100Ma的大陆和山岳冰川事件的氧同位素信息（如果冰川事件存的话）得出的。利用这种图加上一个计算模拟，地质家就可以得出一组解。然后地质家就可以对发现偏砂而不是偏泥或者偏碳酸盐岩的剖面的可能性作出评价，这也是石油公司的一个目标。**相对**（构造加全球海面）海平面模型，将检测新的有利油藏区带概念是否可信和开始前沿探区的勘探。

（徐怀大译）

参考文献

AHARON, P., 1983. 140,000-yr isotope climatic record from raised coral reefs in New Guinea: Nature, v. 304, p. 720–723.

AIRY, G. B., 1855, On the computation of the effect of the attraction of the mountain-masses as disturbing the apparent astronomical latitude of stations at geodetic surveys: Philosophical Transactions of the Royal Society of London, v. 145, p. 101–104.

BALLY, A. W., 1981, Basins and subsidence: American Geophysical Union Geodynamic Series, v. 1, p. 5–20.

BEAUMONT, C., 1981, Foreland basins: Geophysical Journal of Royal Astornomical Society, v. 65, p. 291–329.

BEUKES, N. J., 1977, Transition from siliciclastic to carbonate sedimentation near base of the Transvaal Superegroup, northern Cape Province, South Africa: Sedimentary Geology, v. 18, p. 201–221.

BLOOM, A. L., BROECKER, W. S., CHAPPELL, J. M. A., MATTHEWS, R. K., AND MESOLELLA, 1974, Quarternary sea level fluctuations on a tectonic coast: new $^{230}Th/^{234}U$ dates from the Huon Peninsula, New Guinea: Quaternary Research, v. 4, p. 185–205.

BOMFORD, G., 1971, Geodesy, second ed.: Oxford University Press, London, p. 441–443.

BOND, G., 1976, Evidence for continental subsidence in North America during the Late Cretaceous global submergence: Geology, v. 4, p. 557–560.

———, 1978a, Evidence for Late Tertiary uplift of Africa relative to North America, South America, Australia and Europe: Journal of Geology, v. 86, p. 47–65.

———, 1978b, Speculations on real sea level changes and vertical motions of continents at selected times in the Cretaceous and Tertiary Periods: Geology, v. 6, p. 247–250.

BROECKER, W. S., AND VAN DONK, J., 1970, Insolation changes, ice volumes, and the O^{18} record in deep-sea cores: Review of Geophysics and Space Physics, v. 8, p. 169–198.

BURTON, RANDE, KENDALL, C. G. ST. C. AND LERCHE, IAN, 1987, Out of our depth: on the impossibility of fathoming eustatic sea level from the stratigraphic record: Earth Science Reviews, v. 24, p. 237–277.

BUSCH, R. M., 1983, Sea level correlation of punctuated aggradational cycles (PACs) of the Manlius Formation, central New York: Northeastern Geology, v. 5, p. 82–91.

CHAPPELL, J. 1974, Geology of coral terraces, Huon Peninsula, New Guinea: a study of Quaternary tectonic movements and sea level changes: Geological Society of America Bulletin, v. 85, p. 553–570.

———, AND VEEH, H. H., 1978, Late Quaternary tectonic movements and sea level changes at Timor and at Atauro Island: Geological Society of America Bulletin, v. 89, p. 356–368.

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

COGLEY, J. G., 1981, Late Phanerozoic extent of dry land: Nature, v. 291, p. 56–58.
———, 1984, Continental margins and extent and number of the continents: Review of Geophysics and Space Physics, v. 22, p. 101–122.
DE PRATTER, C. B., AND HOWARD, J. D., 1981, Evidence for a sea level lowstand between 4500 and 2400 BP on the southeast coast of the United States: Journal of Sedimentary Petrology, v. 51, p. 1287–1295.
EYGED, L., 1956, Determination of changes in the dimensions of the earth from paleogeographic data: Nature, v. 173, p. 534.
FAIRBANKS, R. G., AND MATTHEWS, R. K., 1978, The marine oxygen isotope record in Pleistocene coral, Barbados, West Indies: Quaternary Research, v. 10, p. 181–196.
FALVEY, D. A., 1974, The development of continental margins in plate tectonic theory: Australian Petroleum Exploration Association Journal, v. 14, p. 95–106.
FILLON, R. H. AND WILLIAMS, D. F., 1983, Glacial evolution of the Plio-Pleistocene: role of continental and Arctic ice sheets: Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, v. 43, p. 7–33.
———, 1984, Dynamics of meltwater discharge from Northern Hemisphere ice sheets during the last deglaciation: Nature, v. 310, p. 674–677.
FORNEY, G. G., 1975, Permo-Triassic sea level change: Journal of Geology, v. 83, p. 773–779.
GUIDISH, T. M., LERCHE, I., KENDALL, C. G. St. C., AND O'BRIEN, J. J., 1984, Relationship between eustatic sea level changes and basement subsidence: American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v. 68, p. 164–177.
HALLAM, A., 1963, Major epeirogenic and eustatic changes since the Cretaceous, and their possible relationship to crustal structure: American Journal of Science, v. 261, p. 397–423.
———, A revised sea-level curve from the Early Jurassic: Quarterly Journal of Geology, Society of London, v. 138, p. 735–743.
———, 1984, Pre-Quaternary sea-level changes: Annual Review of Earth Planetary Science, v. 12, p. 205–243.
HANCOCK, J. M., AND KAUFFMAN, E. G., 1979, The great transgressions of the Late Cretaceous: Quarterly Journal of Geology, Society of London, v. 136, p. 175–186.
HARDENBOL, J., VAIL, P. R., AND FERRER, J., 1981, Interpreting paleoenvironments, subsidence history, and sea level changes of passive margins from seismic and biostratigraphy: Oceanology Acta, Proceedings, 26th International. Geologic Congress, Geology of Continental Margins Symposium, p. 33–44.
HARRIS, P. M., FROST, S. H., SEIGLIE, G. A., AND SCHNEIDERMANN, N., 1984, Regional unconformities and depositional cycles, Cretaceous of Arabian Peninsula, *in* Schlee, J. S., ed., Interregional Unconformities and Hydrocarbon Accumulations: American Association of Petroleum Geologists Memoir 36, p. 67–80.
HARRISON, C. G. A., BRASS, G. W., SALTZMAN, E., SLOAN, J., II., SOUTHAM, J., AND WHITMAN, J. M., 1981, Sea level variations, global sedimentation rates and the hypsographic curve: Earth and Planetary Science Letters, v. 54, p. 1–16.
HELLAND-HANSEN, W., KENDALL, C. G. ST. C., LERCHE, I., AND NAKAYAMAK, 1988, A simulation of continental basin margin sedimentation in response to crustal movements, eustatic sea level change and sediment accumulation rates: Mathematical Geology, v. 20, p. 777–802.
HELLINGER, S. J., AND SCLATER, J. G., 1983, Some comments on two-layer extensional models for the evolution of sedimentary basins: Journal of Geophysical Research, v. 88, p. 8251–8269.

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

KAUFFMAN, E. G., 1977, Geological and biological overview: Western Interior Cretaceous basin: Mountain Geologist, v. 14, p. 75–99.
KOSSINNA, E., 1921, Die Tiefen des Weltmeeres: Berlin Univ. Inst. Meereskunde, Veroff., Geogr. Naturwiss, n.s., n. 9, 70 pp.
———, 1933, Die Erdoberflache, *in* Gutenberg, B., ed., Handbuch der Geophysik, v. 2, Aufbau der Erde: Gebruder Borntraeger, Abschuitt VI, Berlin, p. 809–954.
MATTHEWS, R. K., 1984a, Dynamic Stratigraphy, An Introduction to Sedimentation and Stratigraphy: Prentice-Hall, New Jersey, 489 p.
———, 1984b, Oxygen-isotope record ocean-volume history: 100 million years of glacio-eustatic sea level fluctuation, *in* Schlee, J. S., ed., Interregional Unconformities and Hydrocarbon Accumulation: American Association of Petroleum Geologists Memoir 36, p. 97–107.
MCKENZIE, D., 1978, Some remarks on the development of sedimentary basins: Earth and Planetary Science Letters, v. 40, p. 25–32.
MCKERROW, W. S., 1979, Ordovician and Silurian changes in sea level: Quarterly Journal of Geology, Society of London, v. 136, p. 137–145.
MESOLELLA, K. J., MATTHEWS, R. K., BROECKER, W. S., AND THURBER, D. L., 1969, The astronomical theory of climatic change: Barbados data: Journal of Geology, v. 77, p. 250–274.
MIALL, A. D., 1986, Eustatic sea level changes interpreted from siesmic stratigraphy: a critique of the methodology with particular reference to the North Sea Jurassic record: American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v. 70, p. 131–137.
MOORE, W. S., 1982, Late Pleistocene sea level history, *in* Ivanovich, M., and Harmon, R., eds., Uranium-Series Disequilibrium Applications to Environmental Problems in the Earth Sciences: Oxford University Press, New York, p. 481–496.
MORRISON, L. 1985, The day time stands still: New Scientist, no. 1462, p. 20–21.
NUNN, J. A., SLEEP, N. H., AND MOORE, W. E., 1984, Thermal subsidence and generation of hydrocarbons in Michigan basin: American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v. 68, p. 296–315.
PARKINSON, N., AND SUMMERHAYES, C., 1985, Synchronous global sequence boundaries: American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v. 69, p. 658–687.
ROYDEN, L., SCLATER, J. G., AND VON HERZEN, R. P., 1980, Continental margin subsidence and heat flow; important parameters in formation of petroleum hydrocarbons: American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v. 64, p. 173–187.
SEIGLIE, G. A., AND BAKER, M. B., 1984, Relative sea-level changes during the Middle and Late Cretaceous from Zaire to Cameroon (central West Africa), *in* Schlee, J. S., ed., Interregional Unconformities and Hydrocarbon Accumulation: American Association of Petroleum Geologists Memoir 36, p. 81–88.
———, AND MOUSSA, M. T., 1984, Late Oligocene-Pliocene transgression-regression cycles of sedimentation in northwestern Puerto Rico, *in* Schlee, J. S., ed., Interregional Unconformities and Hydrocarbon Accumulation: American Association of Petroleum Geologists Memoir 36, p. 89–96.
SHACKLETON, N. J., AND OPDYKE, N. D., 1973, Oxygen isotope and paleomagnetic stratigraphy of Equatorial Pacific core V28-238: oxygen isotope temperature and ice volumes on a 10^5 year and 10^6 year scale: Quaternary Research, v. 3, p. 39–55.
SLOSS, L. L., 1963, Sequences in the cratonic interior of North America: Geological Society of America Bulletin, v. 74, p. 93–113.

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

———, 1972, Synchrony of Phanerozoic sedimenty-tectonic events of North American craton and Russian platform: 24th International Geological Congress, Section 6, p. 24–32.
———, AND SPEED, R. C., 1974, Relationships of cratonic and continental margin tectonics episodes, *in* Dickinson, W. R., ed., Tectonics and Sedimentation: Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication 22, p. 98–119.
———, 1984, Comparative anatomy of cratonic unconformities, *in* Schlee, J. S., ed., Interregional Unconformities and Hydrocarbon Accumulation: American Association of Petroleum Geologists Memoir 36, p. 7 36.
SOUTHAM, J., AND WHITMAN, J. M., 1981, Sea level variations, global sedimentation rates and the hypsographic curve: Earth and Planetary Science Letters, v. 54, p. 1–16.
STEINEN, R. P., HARRIS, R. S., AND MATTHEWS, R. H., 1973, Eustatic low stand of sea level between 125,000 and 105,000 B.P. Evidence from the subsurface of Barbados, West Indies: Geological Society of America Bulletin, v. 84, p. 63–70.
THORNE, J., AND WATTS, A. B., 1984, Seismic reflectors and unconformities at passive continental margins: Nature, v. 311, p. 365–367.
VAIL, P. R., AND HARDENBOL, J., 1979, Sea level changes during Tertiary: Oceans, v. 22, no. 3, p. 71–79.
———, ———, AND TODD, R. G., 1984, Jurassic unconformities, chronostratigraphy and sea level changes from seismic and biostratigraphy, *in* Schlee, J. S., ed., Interregional Unconformities and Hydrocarbon Accumulation: American Association of Petroleum Geologists Memoir 36, p. 347–363.
———, MITCHUM, R. M., JR., TODD, R. G., WIDMIER, J. M., THOMPSON, S., III., SANGREE, J. B., BUBB, J. N., AND HATLELID, W. G., 1977, Seismic stratigraphy and global changes of sea level, *in* Payton, C. E., ed., Seismic Stratigraphy—Applications to Hydrocarbon Exploration: American Association of Petroleum Geologists Memoir 26, p. 49–212.
———, AND TODD, R. G., 1981, Northern North Sea Jurassic unconformities, chronostratigraphy and sea level changes from seismic stratigraphy, *in* Illing, L. V., and Hobson, G. D., eds., Proceedings Petroleum Geology of the Continental Shelf of North West Europe Conference, London, England: Heydon and Son, London, p. 216–235.
VAN HINTE, J. E., 1978, Geohistory analysis—application of micropaleontology in exploration geology: American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v. 62, p. 201–222.
VELLA, P., 1961, Terms for real and apparent height changes of sea level and parts of the lithosphere: Transactions of the Royal Society of New Zealand, v. 1, p. 101–109.
WALCOTT, R. I., 1970, Flexural rigidity, thickness, and viscosity of the lithosphere: Journal of Geophysical Research, v. 75, p. 3941–3954.
WARD, W. T., AND CHAPPEL, J., 1975, Geology of coral terraces, Huon Peninsula, New Guinea: a study of Quaternary tectonic movements and sea level changes: discussion and reply: Geological Society of America Bulletin, v. 86, p. 1482–1486.
WATTS, A. B., 1982, Tectonic subsidence, flexure and global changes of sea level: Nature, v. 297, p. 469–474.
———, AND STECKLER, M. S., 1979, Subsidence and eustasy at the continental margin of eastern North America, *in* Talwani, M., Hay, W., and Ryan, W. B. F., eds., Deep Drilling Results in the Atlantic Ocean: Continental Margins and Paleoenvironment: American Geophysical Union Ewing Series, v. 3, p. 218–234.

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

WEIMER, R. J., 1984, Relation of unconformities, tectonics and sea level changes, *in* Schlee, J. S., ed., Interregional unconformities and hydrocarbon accumulation: American Association of Petroleum Geologists Memoir 36, p. 7–36.
WHEELER, H. G., 1958, Time stratigraphy: American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v. 42, p. 1047–1063.
WILLIAMS, D. F., MOORE, W. S., AND FILLON, R. H., 1981, Role of glacial Arctic Ocean ice sheets in Pleistocene oxygen isotope and sea level records: Earth and Planetary Science Letters, v. 56, p. 157–166.
WYATT, A. R., 1984, Relationship between continental area and elevation: Nature, v. 311, p. 370–372.

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

第二篇　板内应力：视海平面中三级周期的构造起因

Sierd Cloetingh

摘要　热机制模拟证明，构造运动诱发的岩石圈的垂直运动，可能为被动大陆边缘的地震地层记录导致的视海平面三级周期提供某种解释。板内应力的变化与沉积负载引起的岩石圈挠曲间的相互作用，可能在被动大陆边缘翼部产生高达100m的视海平面变化。

一般来说，与被动大陆边缘处应力局部调整伴生的几百巴的应力变化，足以解释与几十米级的海平面短期变化伴生的地层记录中的相当重要部分。为了诱发在记录中不常发生的50m或50m以上级幅度的短期视海平面浮动，要求超过1×10^3bar的应力变化。视海平面中这些比较大的浮动、可能和板块的拉裂和破碎、收敛板块边界处的动力变化、或者板块碰撞作用引起的岩石圈应力场的重大改组有关系。岩石圈中变化的水平应力场，可以解释相邻沉积环境中视海平面的同期变化。原则上，它意味着不同盆地背景可能进行区域对比。Vail等人（1977，1984）的曲线中的特定短期浮动，可能与岩石圈应力场的特定板块构造重新改组相伴生。地震地层记录可能为古应力场方面的信息提供新的来源，它可以和独立的板内应力数值模型结果进行对比。

一、简　　介

过去十年中，Vail和他的Exxon同事们（Vail等，1977；Vail和Todd，1981；Vail等，1984）的研究，导致沉积盆地中海平面记录定量分析的重大进步。在同一时期，在引起三级周期的机理问题上，存在着持续的争论（例如Bally，1980，1982）。近来，Cloetingh等人（1985a，b）对最大幅度数百米、大约1—10cm／1000a的视海平面变化，提出了一种新的构造机理。他们的模型可以解释这些海平面的三级周期，但是要以岩石圈中存在着水平应力场并且这些应力场的变化发生在几百万年或更长一些时间内为前提。本文中，我们将集中讨论板内应力对地层记录作用的后果。然后，我们将研究板内应力场变化的证据。随后将讨论在被动大陆边缘和沉积盆地研究中得出的某些新的基本原理。海平面长期变化的机理（如Kominz，1984；Heller和Angerine，1985）不在本文的研究范围之内。

二、短期海面浮动的一种构造机理

Pitman和Golovchenko（1983）指出过，冰川引起的海面浮动是唯一已知的、能够引起海平面以超过1cm／1000a的速度和超过100m的幅度变化的机理。因此，冰川型全球性海平面变化可以解释渐新统的不整合，但是不能解释冰川事件不那么重要的地方的三级海面变化周期（Thore和Watts，1984）。例如，除了渐新世事件之外，在地质和地球化学记录中，没有中中新世以前重大中生代和新生代冰川事件的证据（Frakes，1979）。在二者取其一的情况下，人们把海平面变化的记录，归诸于构造作用（例如Bally，1980，1982；Watts，1982；Hallam，1984；Veizer，1985；Hallam，本书），虽然这些解释快速短期海面浮动机理的性质还不清楚（Watts，1982；Pitman和Golovchenko，1983；Hallam，

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

1984; Miall, 1986)。

我们宁愿用构造作用而不按全球海面变化来解释表现为区域性的以及可能是全球性的海平面或者上超和退超（offlap）层序的视浮动。然而人们认识到，后者总是潜在的，而且如果没有有关的单独的支持性证据，如气候变化的证据，要分开这两个过程是不可能的。

Cloetingh 等人（1985a，b）提出的构造模型，描绘了板内应力与岩石圈因沉积负载而挠曲之间的相互作用（图 2-1)。这种相互作用，可以沿沉积盆地的翼部在几百万年内，产生 100m 以上的视海平面变化。因此 Cloetingh 等人（1985a，b）主张，冰川变化（Pitman 和 Golovchenko，1983）不是产生与地层记录中推断出的那些、在幅度和速度上相媲美的三级周期视海平面变化的唯一机理。Cloetingh 等人的模型，可以解释相邻盆地中视海平面的同时期变化。改变水平应力的作用不仅限于被动大陆边缘，而且也改变了克拉通内部盆地及前陆盆地内部的垂直运动。这种机理可能为 Sloss（1979）和 Bally（1980）指出的海洋和大陆地区内的某些观察到的海平面变化时间之间的对比关系，提供某种解释。

盆地地层和视海平面记录，可以展现与应力场变化相伴生的相当大的变化。Cloetingh 等人（1985a，b）的模型要求板内应力场有足够的幅度，以调节其它沉降作用引起的岩石圈挠曲，并要求它们在时间尺度上有几百万年或更长些时间的变化。按照这个前提，我们回顾了这些板内应力场存在的证据。

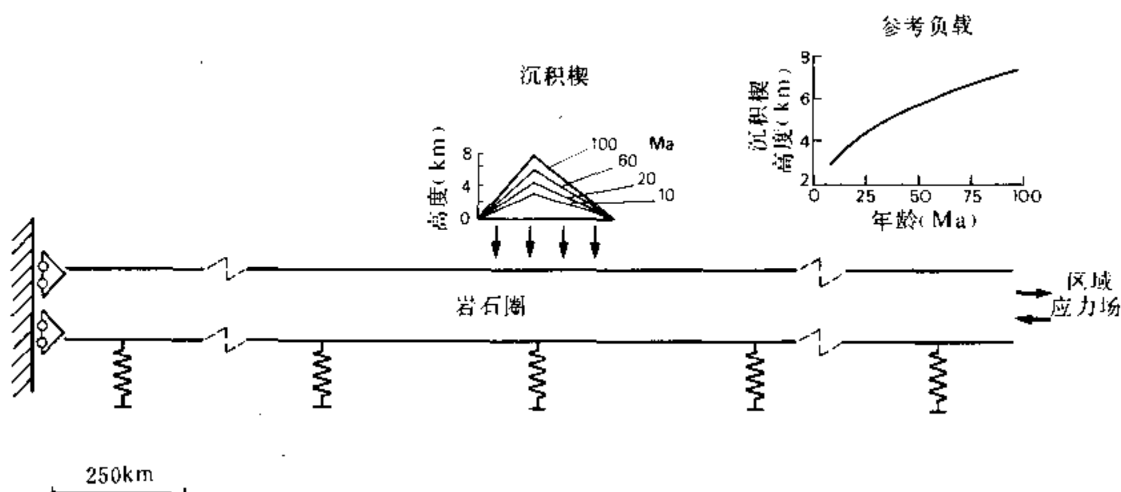


图 2-1 视海平面浮动构造模型

板内应力场的变化，影响了由岩石圈的热演化以及沉积楔对这个岩石圈的负载引起的、随时间进展在被动大陆边缘处的垂直位移（见沉积负载参考模型为插图)。模型采用均质弹性介质，为简化起见，大陆与海洋岩石圈的流变差别忽略不计

1.算得的视海平面变化

在拉裂的边缘（rifted margin)，岩石圈的总挠曲量受沉积负载和热收缩的控制（Sleep，1971)。拉裂边缘的沉降受地壳或岩石圈的引张以及随后的冷却和沉积负载的控制。因此，沉降曲线将以沉降速度随时间而降低，沉降幅度为岩石圈性质、驱动力参数、冷却速度和沉积速度的函数为特征。为方便起见，在模拟被动大陆边缘过程中，我们设想有一弹性海洋岩石圈，它按照热收缩边界层状模型方式随时间而冷却。在我们的模拟中，用两个相邻的三角楔代表沉积负载，一个在陆架上，另一个在陆隆上。假定沉积作用速度快，足以与沉降速度大体保持同步（Turcotte 和 Ahern，1977)。由于热沉降正比于时间的平方根，

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

因此，沉积楔的最大厚度的增长与热沉降的时间相关。这导致在 100Ma 处有 ~7.3km 的最大沉积厚度（图 2–1）。这个参考模型相当好地代表了拉裂边缘处的沉积负载历史和厚度，并与初始拉裂期之后沉积物堆积速度趋向于随时间而减少的观察相一致（Southam 和 Hay，1981）。虽然沉积作用与沉降作用保持同步这个假定，肯定是一种过份的简化（其讨论见 Pitman，1978 和 Pitman 和 Golouchenko，1983），但是使我们得以将上超和退超分别与海面的升和降对等看待。

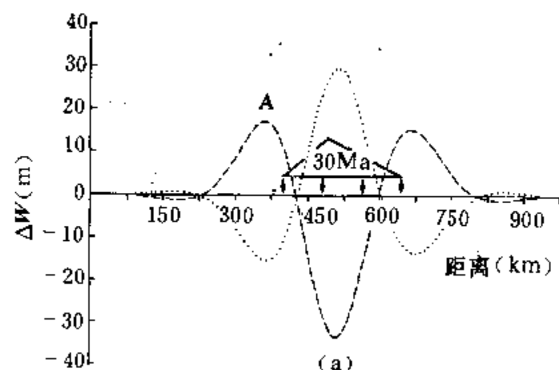
海洋岩石圈对构造作用的挠曲响应分析（Bodine 等，1981；McAdoo 等，1985）以及地震构造研究（Wiens 和 Stein，1983）表明，海洋岩石圈的有效挠曲刚性（effective flexural, rigidity）或者等效的弹性厚度随地壳的年龄增长而增加。因此，海洋岩石圈对沉积负载（Watts 等，1982）的响应以及这种响应与板内应力间的相互作用与时间相关，这不仅仅是因为沉积负载随时间的延长而加大，而且也因为岩石圈改变了机械性质。

这里采用了有限元法计算沉积物负载、岩石圈热演化以及板内应力之间的相互作用。我们采用一种等效弹性层的办法来研究岩石圈的响应，这个等效弹性层的厚度，按照年龄函数的平方根随年龄的增长而增加（Bodine 等，1981）。特别有趣的是盆地形态受板内应力场的变化而发生的改变。图 2–2（见小三角图）表明了一个具有相应弹性板块厚度的 30Ma 海洋岩石圈的沉积盆地的这种影响。一个从 1 kbar （1 kbar = 100MPa）的引张转向同样幅度的压缩，在紧邻主要沉积负载向陆地方向的盆地边沿处，产生了高达大约 40m 的净上升（或视海面下降）。在其它应力值下的挠曲，是依施加的水平应力的幅度按比例标度的，几百巴的应力场相当大约 10m 挠曲。近来人们提出了存在幅度高达数千巴板内应力场的证据。

图 2–2 证明了盆地边沿处的挠曲与下伏岩石圈年龄的相关关系。按应力或面内力（in–plane force）从张应力变为等幅度压应力的挠曲差定义的差异抬升值 ΔW，是从面内力和应力的变化为函数针对盆地边沿计算的。曲线 I—V 说明了应力分别由 0.25 变到 −0.25kbar、从 0.5 变到−0.5kbar、从 1 变到−1kbar、从 2 变到−2kbar 和从 3 变到−3kbar 时的挠曲。在所有情况下，这些挠曲都具有相同的与时间相关的参照沉积负载（负应力指示压缩）。在这些模型中，由于相伴生的增厚，面内力随岩石圈年龄的增加而增加。曲线Ⅳ说明在相同的参照负载下，不考虑岩石圈厚度，面内力从 $5\times10^{12}Nm^{-1}$ 变到 $-5\times10^{12}Nm^{-1}$ 下的挠曲。

地层学对于盆地边沿处的岩石圈挠曲具有特别的兴趣。外界的压缩（或者对等的拉伸的放松）使盆地变窄，引起边沿处的相对抬升，并显示为地层退覆（退超）。一次视海面下降，其结果可能暴露出沉积物，产生一个侵蚀面或风化面。外界的张力（或者等量的压缩力的放松），加宽了盆地，引起盆地边沿的相对沉降，并表现为地层上超。这种情况以海面视上升为特征，并可能重新开始具有相应岩相变化的沉积作用。根据图 2–2 所示计算的预测，图 2–3 显示了一个垫以 40Ma 岩石圈的沉积盆地边沿的理想化地层样式。图中简要地显示了下列三种情况在盆地边沿处人工合成地层的情况：（1）在没有板内应力场的情况下，随着变冷，盆地加宽（图 2–3（a））；（2）同一情况下，在 30Ma 时施以 500bar 的压缩力（图 2–3（b））；（3）在 30Ma 时的应力变为 500bar 张应力（图 2–3（c））。Watts 等人（1982）曾经指出过在没有板内应力的情况下，在弹性和粘弹性岩石圈模型的盆地边沿处预测的地层的差别。这些作者指出，对于弹性模型，盆地宽度的增加诱发出沉积物的逐步超覆（overstepping），它们是盆地形成以来弹性层厚度的增加引起的。他们证明，岩石圈的粘弹性模型预测出，随着年青的沉积物局限于盆地的中心，充填中的盆地变窄。然而必须小心，

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn



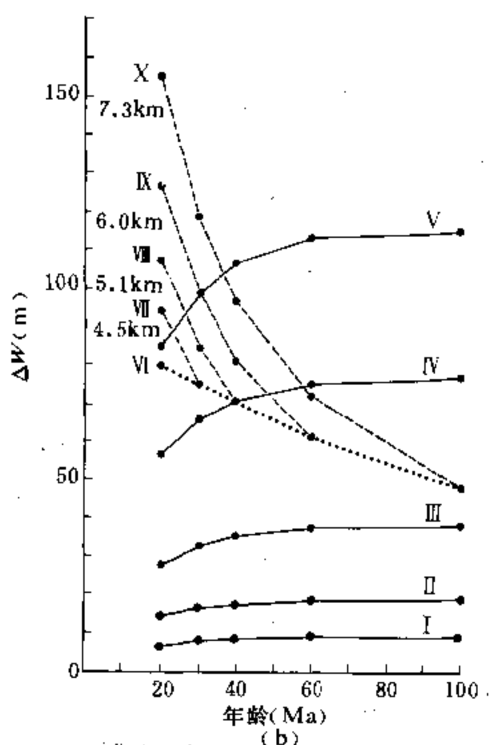


图 2–2 盆地边沿处((a) 中所示位置 A)，由于在沉积负载引起的挠曲（绘作下伏岩石圈年龄的一个函数）上叠加了区域应力场的变化而引起的差异抬升 (m)

实线（Ⅰ—Ⅴ)：固定应力分别由 0.25，0.5，1，2 和 3kbar 张应力过渡为 0.25，0.5，1，2 和 3kbar 压应力，并按参照模型叠加于沉积负载之上的结果；点线（Ⅵ)：从 $5\times10^{12}Nm^{-1}$ 张应力过渡到 $5\times10^{12}Nm^{-1}$ 压应力（相当于 100Ma 处 ±1.25kbar 与 20Ma 处 ±2.8kbar 间的应力变化)。叠加在参照模型所指沉积负载之上的结果；虚线（Ⅶ—Ⅹ)：沉积负载模型得出的结果不同于参照模型。沉积楔的高度用 km 标度。(a) 差异沉降或抬升 (m)，由沉积物负载以及−1kbar 压性（虚线）和张性（点线）板内应力场引起的 30Ma 海洋岩石圈的热收缩造成的挠曲

指示挠曲的符号惯例：抬升为正，沉降为负

象弹性或者粘弹性盆地一样，在按刚性分类的盆地中，也必须严格地根据这个准则。对位于弹性岩石圈之上，并在年青地层沉积时遭受压应力机制影响的盆地，我们预测，其地层将会与把粘弹性岩石圈响应只归诸于表面负载的地层极其相似。

我们的模拟证明了，在盆地演化弹性模型中结合进板内应力，原则上可以预测一系列上超和退超模式，就象沿美国被动大陆边沿翼部看到的那样（图 2–4)。这种地层情况可以解释为盆地因板内应力的波动机械地变宽和变窄，叠加以自盆地形成以来随着冷却盆地的长期拓宽现象的自然后果。

计算表明，外力产生挠曲的有效性随沉积物厚度的增加而增加，但随岩石圈年龄的增长而减少。因此，外界压力在承受快速沉积负载的年青被动大陆边缘处最有效。在承受低速沉积负载的古老被动大陆边缘处，外力效力最低。当一恒定的沉积负载被加在随年龄增长而增加有效弹性厚度的海洋岩石圈之上时，以及当大于参照模型的沉积负载被加在岩石圈之上时（图 2–2，曲线Ⅶ—Ⅹ)，这点最清楚。

在盆地内出现类似的沉降变化，虽然与数千米级的总沉降量相比，这里的数百米级的相对沉降量是小的。视海面变化的符号（升和降）和幅度是采样点的函数，它可能提供一种检验模型，或者提供一种区别这种机理与全球海面浮动影响的方法。根据我们的均质弹性岩石圈挠曲模拟求得的垂直位移幅度的估算值是保守的。在模型中引入具有易碎—可塑性过渡的与深度相关的流变性质 (Goetze 和 Evans，1979)，会提高板内应力变化作用的有效性 (Cloetingh 等，1982)。沉积物负载诱发的挠曲应力确实地会引起岩石圈的

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

流变性能减弱（Cloetingh 等，1982，1983）。在沉积负载厚和板内应力值高的地区，如孟加拉湾（Cloetingh 和 Wortel，1985），这种减弱甚至可能引起岩石圈的褶皱（McAdoo 和 Sandwell，1985）。利用 Seosat 高度计资料和岩石圈的深度相关流变理论，McAdoo 和 Sandwell（1985）指出过，现今印度东北部的压应力水平（图 2–5），可以引起现今观测到的波长大约 200km、幅度高达 3000m 的基岩起伏。然而，通常对于未达到屈服极限的变形，与深度相关岩石圈流变的效果将小得多（Cloetingh，编写中）。

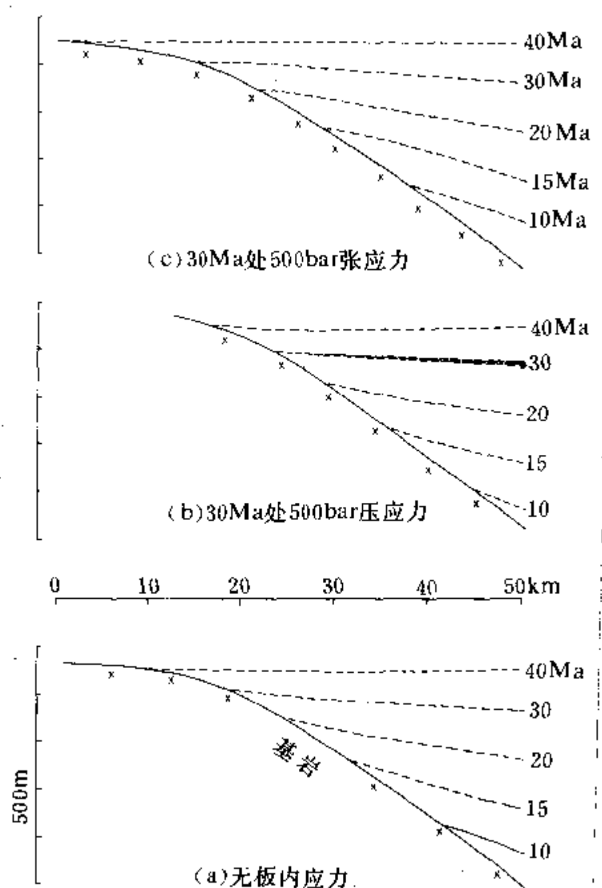


图 2–3　垫以根据图 2–2 所示计算预测的 40Ma 岩石圈的一个盆地的边沿处的理想化地层剖面

(a) 与没有板内应力场的岩石圈的冷却相伴生的上超；(b) 30Ma 处朝 500bar 压应力的过渡：诱发了在该时间处的一个短时期退超；(c) 朝 500bar 张应力的过渡，引起了 30Ma 的一个附加的短期的上超

当有效挠曲厚度跨过大陆边缘发生变化时，盆地内部这种垂直运动变得更复杂（Cloetingh 等，1985a）。在这种情况下，在从海洋到大陆岩石圈过渡处，诱发了地壳的附加倾斜。这种倾斜是携带板内应力的地层厚度变化的后果，对拉裂盆地来说，可能是岩石圈变薄引起的，而这种现象即使在没有负载的情况下也会发生。当大陆岩石圈有效弹性厚度小于海洋岩石圈的有效弹性厚度时，这些倾斜加大了盆地边沿处的垂直位移（图 2–2）。海洋和大陆岩石圈拉裂过程的研究（Vink 等，1984）表明，被动边缘处大陆岩石圈的机械性能可能弱于相邻的海洋岩石圈。然而，这种效应与假定的海洋与大陆岩石圈的流变性能差，有着高度依赖关系，因此，其夸大或者减小的程度将依盆地不同而变。

图 2–2 证明，幅值数百巴的面内应力的区域性变化，可以引起至少 10m 的相对海平面变化。如果这些应力变化发生在 10^6a 的时间尺度上，那么，伴生的海面变化速度至少在 1cm／1000a 的量级上。对一给定应力变化，其实际海平面变化，受施加面内应力时岩石圈的扰动或挠曲幅度的控制，或者从盆地演化的角度来看，受沉积速度和岩石圈对这种沉积负载的响应的控制。

2.视海平面变化幅度的独立估算

相对海平面变化幅度存在不同的估算值（例如，Bond，1978；Pitman，1978；Watts 和 Steckler，1979）。Pitman（1978）根据白垩纪以来扩张速度和洋脊长度引起的大洋中脊

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

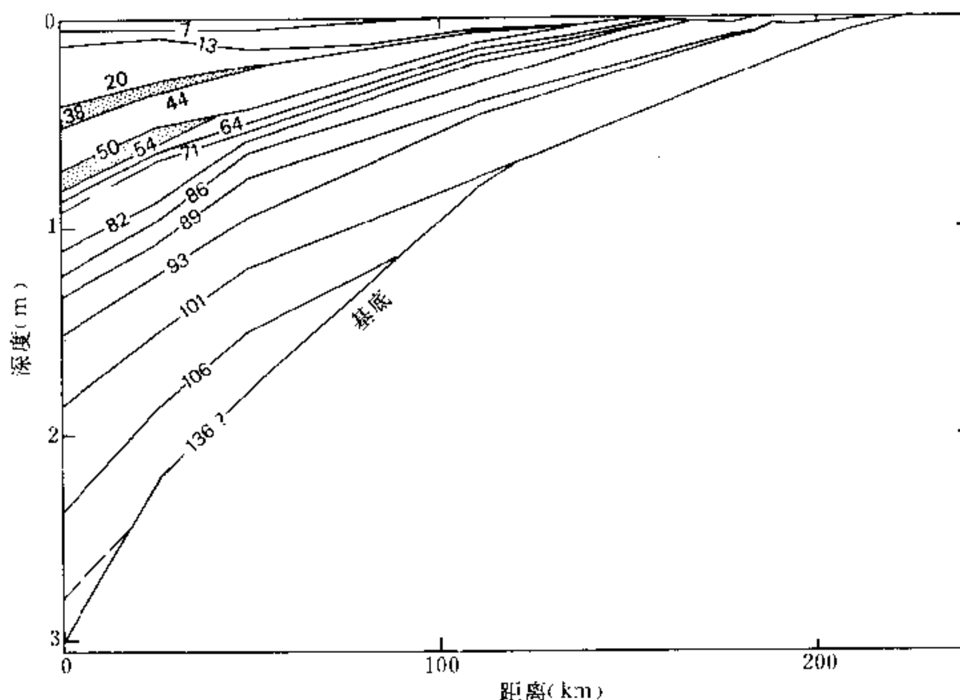


图 2–4 美国大西洋边缘 Hatteras 角陆架地层横剖面

陆架坡折带距图左侧约 40km。地层边界年龄用百万年给出（据 Sleep 和 Snell，1976）

体积的变化的计算，标度了 Vail 等人（1977）的曲线。他估算了在大约 70Ma 内的一个 350m 的最大变化。Watts 和 Steckler（1979）检查了北美东部边缘的钻井记录，并提出了自白垩纪以来大约 100—150m 的平均长期海平面降落，此值与大陆泛滥研究（Bond，1978）推导出的估算值大体一致（Kominz，1984）。Hardenbol 等（1981）将一种与 Watts 和 Steckler（1979）所用的相似的方法用于非洲西北海上钻井资料上。他们估算的中白垩纪海平面大约高出现代海平面 300m。正如 Falvey 和 Deighton（1982）指出的那样，没有理由期望 Hardenbol 等人（1981）的具有 95Ma 缺失段的钻井层序，在定量上一定优于 Watts 和 Steckler（1979）所分析的只有几十百万年缺失段的钻井层序的估算值。Thorne 与 Bell（1983）从北海沉降的频率分布图推导出一个海面曲线，它和海平面变化幅度的低估算值一致。

来自渐新—中新世碳同位素周期和深海环流变化研究（Miller 和 Fairbanks，1985）以及来自美国被动边缘沉降模拟（Watts 和 Thorne，1984）的新证据，提供了中渐新世海平面降落幅度修正过的定量估算值。Miller 和 Fairbanks（1985）及 Watts 和 Thorne（1984）计算的这个海面降落幅度与 Vail 等人（1977）曲线所示的最大值相去甚远，最多为 50—60m。修改过的 Vail 等人（1984；又见 Vail 和 Todd，1981）的侏罗纪海面曲线，保留了与原始的上超和退超曲线相同的整体形态，但是幅度普遍减小，某些相应的海面变化更接近对称。这些发现使得我们可以在这里探讨这种后果的可能性，即用地震地层学推测出的相当数量的短周期海面浮动在几百万年的时间间段内，只有几十米的特征幅度（Aubry，1985；S.O.Schlanger，个人通讯，1986）。我们认为，这些浮动可能反映板内应力变化的幅度和速度。

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

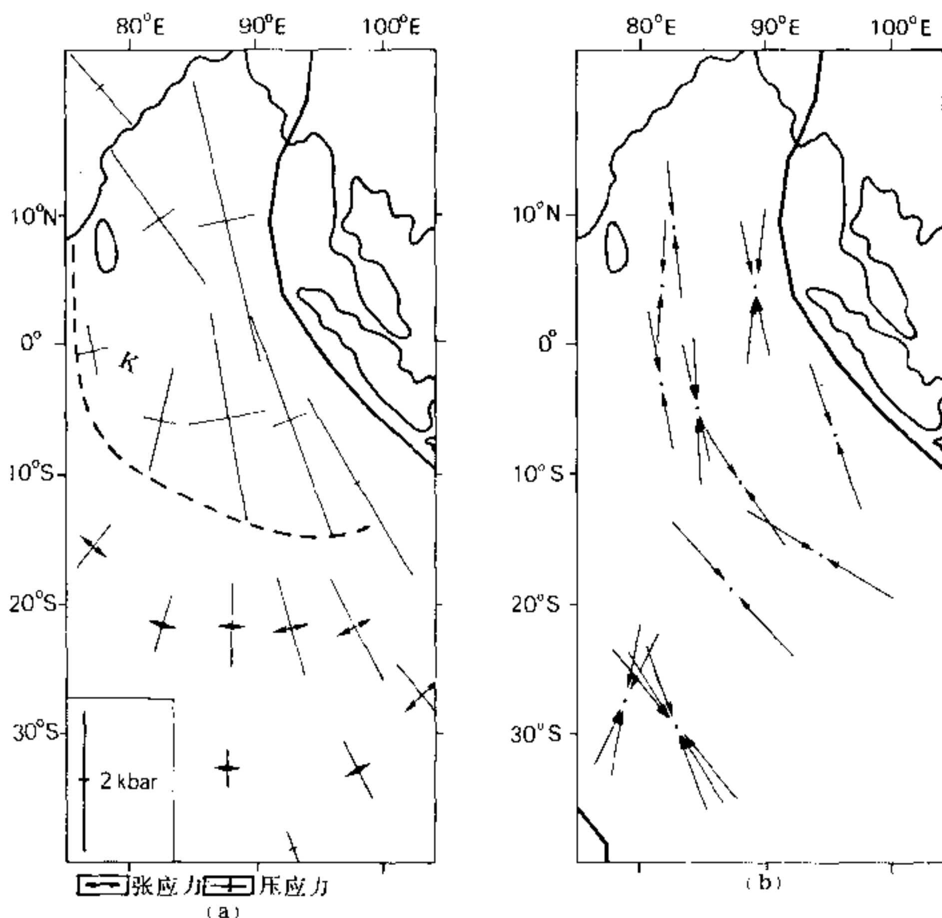


图 2-5 印度洋东北部板内应力场

(a) 算得的应力场（据 Cloetingh 和 Wortel，1985)。图中画出用 100km 参照厚度在一均一弹性板块上平均的主水平非静岩应力。箭头长度为应力幅值。虚线为印度洋东北部观测到的变形的南界（Geller 等，1983)。(b) Bergman 和 Solomon（1985）所作聚焦机理研究推断的最大水平压缩应力的方向

三、板内应力场波动的证据

活动大陆边缘和板内构造背景的岩石圈变形的独立研究，提供了岩石圈内存在水平应力的有力证据，应力的水平可能达到数千巴。孟加拉湾南部海洋岩石圈的褶皱，曾按数千巴级压应力引起的变形作过解释（Geller 等，1983；McAdoo 和 Sandwell，1985)。人们曾把澳大利亚境内几个构造区中偏离地壳均衡的现象，归因于数千巴级的面内应力作用（Lambeck 等，1984)，岩石圈拉张形成的沉积盆地也要求有数千巴级的水平（张）应力（Housemam 和 England，1986)。

近年来由岩石圈内板块构造力诱发的应力数值模拟（Wortel 和 Cloetingh，1981，1983；Cloetingh 和 Wortel，1985)，对不同板块中观察到的应力大小变化的根本起因有了比较多的了解。驱动板块的构造力是洋脊的推挤，它起因于扩张洋脊的高程高于相邻洋底、

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

岩石圈随冷却的增厚以及消减带内下行板片的拉曳。这种在模拟中加入板块拉曳、洋脊推挤与海洋岩石圈年龄相关的办法，为定量分析、解释和预测岩石圈板块中由应力场引起的不同变形过程提供了基础。

特别有趣的是不同板块内应力场的比较。印澳板块内应力场的模拟（Cloetingh 和 Wortel，1985）表明，在这个单一板块内，在板块内部地区，出人意料的高度挤压变形（Bergman 和 Solomon，1985；McAdoo 和 Sandwell，1985）与靠近洋脊地区的正断层（Wiens 和 Stein，1984）共同产出，是现今印澳板块的动力状态下唯一的瞬时特征。印澳板块内部高级别板内地震，使得人们能够通过确定地震聚焦机理计算板内应力场（Bergman 和 Solomon，1985）。图 2–5（b）中所示 Bergman 和 Solomon（1985）的应力定向资料表明，印度洋北部的实测应力场，有一从北部的南北向压缩，到孟加拉湾区东南部变为北西—南东向压缩的转动。在计算的应力模型（图 2–5（a））中，发现类似的应力分布模式。此外，这个计算的应力场还对印澳板块东北印度洋段观察到的地震活动集中和海壳重大变形（Geller 等，1983；McAdoo 和 Sandwell，1985）给出了一致的解释。印澳板块中的这些应力，比我们用同样方法计算的 Nazca 板块的应力大，后者以低级别板内地震为特征。在那里，应力是 500bar 级的（Wortel 和 Coetingh，1985），是一种表征与大陆碰撞或肢解碎裂作用（fragmentation processes）无关的板块应力级别。

印澳板块中应力场的一个重要特征是沿海槽体系的应力场产状有强烈的侧向空间变化（图 2–6）。这个沿爪哇—苏门答腊海槽的侧向应力变化（Cloetingh 和 Wortel，1985）和沿秘鲁—智利海槽的类似变化（Wortel 和 Cloetingh，1985），这些地区的构造地球物理资料在定量上吻合极好。在朝海方向海槽斜坡上发育的地堑的展布范围以及由此而来的海槽区内增生构造样式与算出的区域应力场之间，有一个密切的对应关系（Hilde，1983）。从苏门答腊岛外并平行于苏门答腊的一个压应力场向垂直于爪哇的一个张应力场的过渡，是由苏门答腊（40—70Ma）与爪哇（140Ma）下边已消减的岩石圈的年龄上的差别造成的。再往东，顺 Sunda 弧，从 Flores 正西向前，发生大陆架的俯冲，导致这个区段外的一个压应力场。在 Banda 弧开始碰撞时，这里发生过快速的应力瞬间变化，在其应力场受古海洋岩石圈消减作用伴生的板片拉曳（Slab pull）的控制的一个时期之后，跟着一个消减带处飘浮大陆岩石圈的到达引起的纯压缩对抗的阶段。一个以张应力为主的应力场变为一个主要是压缩特点的 5Ma 的应力场。正如在西欧观测的古应力方向所证明的那样（Letouzey 和 Tremolieres，1980），这些收敛大陆边缘引起的变化传播到板块内部，在那里，它们影响到被动大陆边缘和克拉通内部盆地。

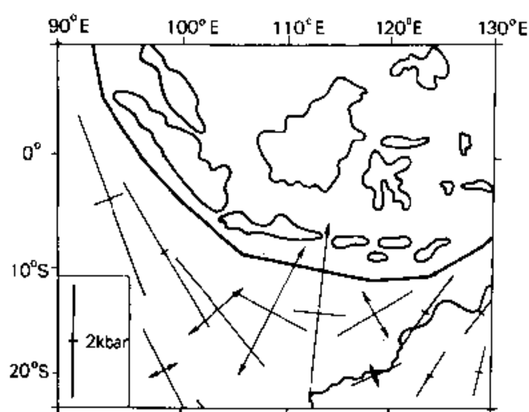


图 2–6 靠近巽他弧的印度—澳大利亚板块段中板内应力场的侧向变化。图例见图 2–5（a）

应力场的快速瞬间变化不限于碰撞作用。地质证据还表明，规模几百万年的幕式构造事件（Megard，1984），可能是单个板块对长周期的全球性板块运动方式重新调整的反应引起

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

的。板块的拉裂或肢解，也和应力状态的急剧变化有关。这种事件的一个例子是 Farallon 板块分裂成 Cocos 和 Nazca 板块。我们已经证明了（Wortel 和 Cloetingh，1983），在随年龄而变的板片拉曳力产生的张应力影响下，发生了 Farallon 板块的肢解。对这种应力模拟方法和 Farallon 板块肢解假说的有力支持，是由 Warsi 等（1983）提供的。他们在秘鲁海上 Nazca 板块的地球物理研究中发现，垂直于 Peruvian 海槽的 Mendana 断裂带，处在一种扩张的早期阶段，许多测线说明了 Cocos—Nazca 板块扩张中心的这种成因（Wortel 和 Cloetingh，1981）。板片拉力的集中，控制了板块构造应力场（Wortel 和 Cloetingh，1981；Patriat 和 Achache，1984；Cloetingh 和 Wortel，1985）。在与碰撞或消减作用无关的板块中，被动边缘不受这些板片张力的影响。在这种情况下，其它应力来源（例如，薄膜应力；Turcotte 和 Oxburgh，1976）可能比残余的板块构造力诱发的区域应力场重要得多。因此，位于美洲诸板块内部的被动边缘处，沉积负载诱发的应力比与洋中脊推力伴生的区域应力场大一个数量级（Cloetingh 等，1982）。典型情况下，洋中脊推力是几百巴量级的（Richardson 等，1979）。在这种情况下，被动边缘处的应力局部调整（例如，由于相邻大洋开始扩张）很少涉及超过几百巴的变化。

四、讨　论

前面我们讨论过海平面短周期视变化的构造起因。其他人（如 Bally，1980，1982；Watts，1982）曾提出过一种构造解释，但是不能证实海平面短周期下降的特定机理。特别是，Bally（1982）已经指出过，板块构造的重新组合与 Vail 等人的曲线（1977）中显示的某些海平面下降，在时间上存在着强有力的对应关系。

这里讨论的机理可以解释相邻盆地背景中视海平面的同期变化。认识到板内应力场波动引起的海平面变化在时间上的对应程度主要取决于应力区的大小是十分重要的。数值模拟（Cloetingh 和 Wortel，1985；Wortel 和 Cloetingh，1985）和岩石圈变形的观测（Zoback 和 Zoback，1980；Wiens 和 Stein，1984；Bergman 和 Solomon，1985；McAdoo 和 Sandwell，1985）表明，应力区的大小可以从整个岩石圈板块变为板块的一小部分。板块内板块构造应力区的边界，不一定与被动边缘处从海洋到大陆岩石圈的过渡相吻合。在北美和印澳板块内找到了例证。北美的东部和中部与大西洋北部共同形成一个压应力区，而北美大陆的西部承受着张应力机制（Zoback 和 Zoback，1980）。澳大利亚西部和中部与相邻的印度洋共有一个区域性压应力场，而澳大利亚东部和塔斯曼海北部则处在张性区域应力场影响之下（Cloetinght 和 Wortel，1985）。

Ziegler（1982）和 Sclater 及 Christie（1980）曾经指出，在北海盆地的构造幕与大西洋及特提斯洋打开历史中的变化之间，存在着对应关系（又见 Schwan，1985，更概括的讨论）。大西洋和特提斯区内扩张速度的变化，可能是板块构造力的变化引起的，或者与之伴生。岩石圈应力场的模拟以及古应力方向的测量（Letouzey 和 Trèmolières，1980；J Letouzey，个人通讯，1986）都有力地说明，这种诱发的应力变化跨越很大的距离，从板块边缘传播到欧洲盆地内部，它为观测到的对比关系提供了动力解释。此外，在这些应力变化与北海盆地内岩盐刺穿作用时间之间，也可能存在着某种因果关系（Thorne，1986）。

在长波长的应力模式上，可以叠加出现小规模的应力变化。这样的例子见于斜向滑动带（Ballance 和 Reading，1980），在那里，压缩段和张性段交替出现。应力场中这种交替现象

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

的效果，反映在沿加拿大西部边缘地震地层的上超和退超模式上（A.J.Tankard，个人通讯，1985），并且与这里讨论的构造机理相一致。

这种构造机理的区域性特征，在某些观察到的偏离 Vail 等人的全球海平面曲线（1977）的现象上给以了新的见解。这些现象包括得自北（Hallam，1984；Harris 等，1984）和南（Chaproniere，1984；Carter，1985）两个半球的充分研究地区的实例。虽然这些偏离全球海平面变化模式的现象是这种构造机理特征的天然结果，但是它们并不排除地层记录中全球事件的存在。当一个以上的板块同时发生重大的应力场重新组合时，如推测的早白垩世全球板块的重新组合（Rona 和 Richardson，1978），或者当冰川海平面变化起支配地位时期，这些现象是可以预料的。

我们所作分析的一个有趣结果，是海平面变化幅度与大陆边缘年龄的相关关系。Thorne 和 Watts（1984）指出过，相对缓慢的海平面变化，可以引起古老被动大陆边缘上的不整合，而要在下沉的年青大陆边缘区内形成不整合，则需要相对快速的海平面变化。注意，这里讨论的构造机理，对于承受快速沉积负载的年青被动边缘来说是最有效的。

北美边缘东部记录到的海平面相对变化与美国东部大陆边缘的解体（Sheridan，1983）及北美东北部边缘的早白垩世火山作用（Jonsa 和 Pe–Piper，1985）相伴生，可能反映出与这些构造事件伴生的应力调整。同样，具有几百万年特殊周期的、与扩张速度和洋脊长度的波动不能对比的白垩纪海平面的高频变化（S.O.Schlanger，个人通讯，1986），可能是南大西洋开裂过程中应力调整的结果。其它的构造事件的时间和伴生的应力变化与短周期视海平面变化相对应的地区包括南 Pyrenean 盆地（Atkinson 和 Elliott，个人通讯，1985），Illinois 盆地（De Vries Klein，1986），地中海区的晚白垩世盆地（Menlenkamp，1982；Meulenkamp 和 Hilgen，1986），以及澳大利亚的被动边缘（Cloctingh 等,1985a）。在这里，人们曾经注意到，Banda 弧与喜马拉雅碰撞事件开始时从海进到海退的转变，与应力从张性变为压性的变化相伴生（Cloetingh 和 Wortel，1985）。

总之，与被动边缘处和克拉通内部盆地应力局部调整相伴生的几百巴的应力变化，足以解释根据地震地层记录推断的多次短周期海平面变化。为了诱发幅度 50m 规模的海平面变化，如推测的中渐新世事件（Miller 和 Fairbanks，1985；Watts 和 Thorne，1984），需要大于 1kbar 的应力变化。它们必然与岩石圈应力场的重大改组有关。正如 Engebretson 等（1985）指出的那样，重大的板块改组通常发生于数千万年的特殊间段。然而，单个事件以及由此而来的伴生应力变化的持续时间要短得多，最多是几百万年级的（Engebretson 等，1985）。在这方面，人们有兴趣地注意到，中渐新世海平面下降与一次全球性板块改组相吻合，人们假定这个改组伴随着古应力状态的变化，在这次改组中，Farallon 板块肢解为 Cocos 和 Nazca 板块（Wortel 和 Cloetingh，1981）扮演了重要角色。构造诱发的海平面下降的影响与一次重要的冰川—海平面事件影响的叠合，或许能够解释中渐新世视海平面降落的异常幅度（又见 Schlanger 及 Premoli–Silva，1986）。

虽然我们的讨论集中在被动大陆边缘的构造与地层的关系上，但是所讨论的构造机理可以在更广的沉积环境中应用。在沉积负载影响下岩石圈发生挠曲的其它地区，发生在前陆盆地（Quinlan 和 Beaumont，1984）和火山岛周围（Ten Brink 和 Watts，1985）。尽管它的高度只有几百米，但是前陆盆地翼部的边缘隆起（peripheral bulge）有着特别的地层学意义（Quinlan 和 Beaumont，1984）。张性或压性特征的板内应力的作用（在此构造背景中后者更为正常），可以减小或夸大周缘隆起的高度，从而大大地影响了前陆盆地的地层记录。板

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

内应力还可以影响假定存在的相邻前陆盆地间的相互作用（Quinlan 和 Beaumont，1984）。

Ten Brink 和 Watts（1985）对夏威夷群岛翼部挠曲沟（flexural moat）所作的地震地层学详细研究，为在一个全然不同的板内构造背景中的挠曲变形和伴生的上超和退超模式，提供了一个例证。所观测到的开始上超继之以退超的模式，和过后在地层记录上部看到的上超与退超产状的迅速变化，可能是夏威夷岛链在这个变形期间张应力松弛、继之由此产生的板内应力场波动时期的一种表现。夏威夷及其它火山岛处的这种地震地层记录，为太平洋板块中的古应力场，提供了一种潜在的资料来源，其它板块中的被动边缘和前陆盆地中没有发现这种地层记录。

据上述，我们预期，地震地层记录为古应力场提供了一种有用的新的资料来源。正如近年来所显示的那样（Cloetingh，1986；Lambeck 等，1987），从地震地层记录中导出的一个人工合成古应力曲线，反映了欧洲西北部和北海盆地的构造演化史：对应张性古应力场松弛的拉裂幕。为了充分开拓这种新途径的潜力，需要在更广泛的构造背景中检查单个盆地的地层记录，并与古应力的独立的数值模拟结合，如同 Wortel 和 Cloetingh（1981）所作的那样。

五、结　论

板内应力与挠曲性负载的相互作用，形成了盆地地层学中的一个新的要素。岩石圈中数百巴的应力变化，可以解释被动边缘处相当一部分的地震地层记录。Cloetingh 等人（1985a，b）提出的区域性海平面变化的构造机理，解释了观测到的从地震地层记录推测的海平面下降时间与构造事件间的对应关系（Bally，1980，1982）。这个模型也解释了相邻盆地内视海平面的同时性变化。改变板内应力的作用不仅限于被动边缘，也改变了克拉通内部盆地、前陆盆地、以及海洋中火山复合体翼部挠曲沟内的垂直运动。基于这种理由，这种模型可能为海洋和大陆内部地区中视海平面变化的时间之间某些实际观测的对应关系提供一种构造解释。

（徐怀大译）

参考文献

Bodine, J. H., Steckler, M. S., and Watts, A. B., 1981, Observations of flexure and the rheology of the oceanic lithosphere: Journal of Geophysical Research, v. 86, p. 3695–3707.

Bond, G., 1978, Speculations on real sea-level changes and vertical motions of continents at selected times in the Cretaceous and Tertiary periods: Geology, v. 6, p. 247–250.

Carter, R. M., 1985, The mid-Oligocene Marshall paraconformity, New Zealand: coincidence with global eustatic sea-level fall or rise: Journal of Geology, v. 93, p. 359–371.

Charproniere, G. C. H., 1984, Oligocene and Miocene larger foraminiferida from Australia and New Zealand: Bureau of Mineral Resources, Geology and Geophysics Bulletin, v. 188, p. 1–98.

Cloetingh, S., 1986, Intraplate stresses: a new tectonic mechanism for relative fluctuations of sea level: Geology, v. 14, p. 617–620.

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

AUBRY, M.-P., 1985, Northwestern European Paleogene magnetostratigraphy, biostratigraphy and paleogeography: calcareous nannofossil evidence: Geology, v. 13, p. 198–202.

BALLANCE, P. F. AND READING, H. G., eds., 1980, Sedimentation in Oblique Slip Mobile Zones: International Association of Sedimentologists Special Publication, v. 4, 236 p.

BALLY, A. W., 1980 Basins and subsidence—a summary: American Geophysical Union Geodynamics Series, v. 1, p. 5–20.

———, 1982, Musings over sedimentary basin evolution: Philosophical Transactions of the Royal Society of London, v. A 305, p. 325–338.

BERGMAN, E. A., AND SOLOMON, S. C. 1985, Earthquake source mechanisms from body-waveform inversion and intraplate tectonics in the northern Indian Ocean: Physics of Earth and Planetary Interiors, v. 40, p. 1–23.

———, MCQUEEN, H., AND LAMBECK, K., 1985a, On a tectonic mechanism for regional sea level variations: Earth and Planetary Science Letters, v. 75, p. 157–166.

———, ———, AND ———, 1985b, Intraplate stresses as a mechanism for relative sea level fluctuations: Symposium on Cycles and Periodicity in Geologic Events, Evolution and Stratigraphy, Program and Abstracts, Princeton University, Princeton, New Jersey, p. 6.

———, AND WORTEL, R. 1985, Regional stress field of the Indian plate: Geophysical Research Letters, v. 12, p. 77–80.

———, ———, AND VLAAR, N. J., 1982, Evolution of passive continental margins and initiation of subduction zones: Nature, v. 297, p. 139–142.

———, ———, AND ———, 1983, State of stress at passive margins and initiation of subduction zones: American Association of Petroleum Geologists Memoir 34, p. 717–723.

De VRIES KLEIN, G., 1986, Mechanisms of tectonic subsidence and sedimentary response in the Illinois basin and other cratonic basins: Symposium on New Perspectives in Basin Analysis, Program and Abstracts, Minneapolis, Minnesota, p. 21.

ENGEBRETSON, D. C., COX, A., AND GORDON, R. G., 1985, Relative motions between oceanic and continental plates in the Pacific Basin: Geological Society of America Special Paper, v. 206, p. 1–56.

FALVEY, D. A., AND DEIGHTON, I. 1982, Recent advances in burial and thermal geohistory analysis: Australian Petroleum Exploration Association Journal, v. 22, p. 65–81.

FRAKES, L. A., 1979, Climates Through Geologic Time: Elsevier, Amsterdam, 310 p.

GELLER, C. A., WEISSEL, J. K. AND ANDERSON, R. N., 1983, Heat transfer and intraplate deformation in the central Indian Ocean: Journal of Geophysical Research, v. 88, p. 1018–1032.

GOETZE, C., AND EVANS, B., 1979, Stress and temperature in the bending lithosphere as constrained by experimental rock mechanics: Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society, v. 59, p. 463–478.

HALLAM, A., 1984, Pre-Quarternary sea-level changes: Annual Reviews, Earth and Planetary Sciences, v. 12, p. 205–243.

HARDENBOL, J., VAIL, P. R., AND FERRER, J., 1981, Interpreting palaeoenvironments, subsidence history and sea-level changes of passive margins from seismic and biostratigraphy: Oceanologica Acta, v. 4, p. 33–44.

HARRIS, P. M., FROST, S. H., SEIGLIE, G. A., AND SCHNEIDERMAN, N., 1984, Regional unconformities and depositional cycles, Cretaceous of the Arabian peninsula: American Assoication of Petroleum Geologists Memoir 36, p. 67–80.

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

Heller, P. L. and Angevine, C. L., 1985, Sea level cycles during the growth of Atlantic type oceans: Earth and Planetary Science Letters, v. 75, p. 417–426.
Hilde, T. W. C., 1983, Sediment subduction versus accretion around the Pacific: Tectonophysics, v. 99, p. 381–397.
Houseman, G. A., and England, P. C., 1986, A dynamical model of lithosphere extension and sedimentary basin formation: Journal of Geophysical Research, v. 91, p. 719–729.
Jansa, L. F., and Pe-Piper, G., 1985, Early Cretaceous volcanism on the northeastern American margin and implications for plate tectonics: Geological Society of America Bulletin, v. 96, p. 83–91.
Kominz, M. A., 1984, Oceanic ridge volumes and sea-level change—an error analysis: American Assoication of Petroleum Geologists Memoir 36, p. 109–127.
Lambeck, K., Cloetingh, S., and McQueen, H., 1987, Intraplate stresses and apparent changes in sea level: The barriers of northwestern Europe: Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir 12, p. 259–268.
Lambeck, K., McQueen, H. W. S., Stephenson, R. A., and Denham, D., 1984, The state of stress within the Australian continent: Annale Geophysica, v. 2, p. 723–741.
Letouzey, J., and Trémolières, P., 1980, Paleo-stress fields around the Mediterranean since the Mesozoic from microtectonic, comparison with plate tectonic data: Rock Mechanics Supplement, v. 9, p. 173–192.
McAdoo, D. C., Martin C. F., Poulouse, S., 1985, Seasat observation of flexure: evidence for a strong lithosphere; Tectonophysics, v. 116, p. 209–222.
———, and Sandwell, D. T., 1985, Folding of oceanic lithosphere: Journal of Geophysical Research, v. 90, p. 8563–8568.
Megard, F., Noble, D. C., McKee E. H., and Bellon, H., 1984, Multiple pulses of Neogene compressive deformation in the Ayacucho intermontane basin, Andes of Central Peru: Geological Society of America Bulletin, v. 95, p. 1108–1117.
Meulenkamp, J. E., 1982, On the pulsating evolution of the Mediterranean: Episodes, v. 1, p. 13–16.
———, and Hilgen, F. J., 1986, Event stratigraphy, basin evolution and tectonics of the Hellenic and Calabro-Sicilian arcs: Developments in Geotectonics, v. 21, p. 327–350.
Miall, A. D., 1986, Eustatic sea level changes interpreted from seismic stratigraphy: a critique of the methodology with particular reference to the North Sea Jurassic record: American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v. 70, p. 131–137.
Miller, K. G., and Fairbanks, R. G., 1985, Oligocene—Miocene global carbon and abyssal circulation changes: American Geophysical Union Geophysical Monograph, v. 32, p. 469–486.
Patriat, P., and Achache, J. 1984, India-Eurasia collision chronology has implications for crustal shortening and driving mechanisms of plates: Nature, v. 311, p. 615–621.
Pitman, III, W. C., 1978, Relationship between eustacy and stratigraphic sequences at passive margins: Geological Society of American Bulletin, v. 89, p. 1389–1403.
———, and Golovchenko, X., 1983, The effect of sea level change on the shelfedge and slope of passive margins: Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication 33, p. 41–58.
Quinlan, G. M., and Beaumont, C., 1984, Appalachian thrusting, lithospheric flexure and the Paleozoic stratigraphy of the eastern Interior of North America: Canadian Journal of Earth Sciences, v. 21, p. 973–996.

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

Richardson, R. M., Solomon, S. C., and Sleep, N. H., 1979, Tectonic stress in the plates: Reviews of Geophysics and Space Physics, v. 17, p. 981–1019.
Rona, P. A., and Richardson, E. S., 1978, Early Cenozoic global plate reorganization: Earth and Planetary Science Letters, v. 40, p. 1–11.
Schlanger, S. O., and Premoli-Silva, I., 1986, Oligocene sea level falls recorded in mid-Pacific atoll and archipelagic apron settings: Geology, v. 14, p. 392–395.
Schwan, W., 1985, The worldwide active middle/late Eocene geodynamic episode with peaks at ±45 and ±37 m.y.b.p., and implications and problems of orogeny and sea-floor spreading: Tectonophysics, v. 115, p. 197–234.
Sclater, J. G., and Christie, P. A. F., 1980, Continental stretching: an explanation of the post-mid-Cretaceous subsidence of the central North Sea basin: Journal of Geophysical Research, v. 85, p. 3711–3739.
Sheridan, R. E., 1983, Phenomena of pulsation tectonics related to break-up of the eastern North American continental margin: Tectonophysics, v. 94, p. 169–185.
Sleep, N. H., 1971, Thermal effects of the formation of Atlantic continental margins by continental break-up: Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society, v. 24, p. 325–350.
———, and Snell, N. S., 1976, Thermal contraction and flexure of mid-continent and Atlantic marginal basins: Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society, v. 45, p. 125–154.
Sloss, L. L., 1979, Global sea level change: a view from the craton: American Assoication of Petroleum Geologists Memoir 29, p. 461–467.
Southam, J. R., and Hay, W. W., 1981, Global sedimentary mass balance and sea level changes, *in* Emiliani, C., ed., The Oceanic Lithosphere, The Sea, v. 7: Wiley, New York, p. 1617–1684.
Steele, R. J., 1976, Some concepts of seismic stratigraphy with application to the Gippsland basin: Australian Petroleum Exploration Association Journal, v. 16, p. 67–71.
Ten Brink, U. S., and Watts, A. B., 1985, Seismic stratigraphy of the flexural moat flanking the Hawaiian Islands: Nature, v. 317, p. 421–424.
Thorne, J. R., 1986, A quantitative analysis of North Sea subsidence: Symposium on New Perspectives in Basin Analysis, Program and Abstracts, Minneapolis, Minnesota, p. 31.
———, and Bell, R., 1983, A eustatic sea level curve from histograms of North Sea subsidence: EOS Transactions, American Geophysical Union, v. 64, p. 858.
———, and Watts, A. B., 1984, Seismic reflectors and unconformities at passive continental margins: Nature, v. 311, p. 365–368.

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

TURCOTTE, D. L., AND AHERN, J. L., 1977, On the thermal and subsidence history of sedimentary basins: Journal of Geophysical Research, v. 82, p. 3762–3766.
———, AND OXBURGH, E. R., 1976, Stress accumulation in the lithosphere: Tectonophysics, v. 35, p. 183–199.
VAIL, P. R., HARDENBOL J., AND TODD, R. G., 1984, Jurassic unconformities, chronostratigraphy, and sea level changes from seismic stratigraphy and biostratigraphy: American Association of Petroleum Geologists Memoir 36, p. 129–144.
———, MITCHUM R. M., Jr., AND THOMPSON, S., III, 1977, Global cycles of relative changes of sea level: American Association of Petroleum Geologists Memoir 26, p. 83–97.
———, AND TODD, R. G., 1981, Northern North Sea Jurassic unconformities, chronostratigraphy and sea level changes from seismic stratigraphy, *in* Illing, L. V., and Hobson, G. D., eds., Petroleum Geology of the Continental Shelf of North-West Europe: Heyden, London, p. 216–235.
VEIZER, J., 1985, Carbonates and ancient oceans: isotopic and chemical record on time scales of $10^7 - 10^9$ years: American Geophysical Union Geophysical Monograph, v. 32, p. 595–601.
VINK, G. E., MORGAN, W. J., AND ZHAO, W.-L., 1984, Preferential rifting of continents: a source of displaced terranes: Journal of Geophysical Research, v. 89, p. 10072–10076.
WARSI, W. E. K., HILDE, T. W. C. AND SEARLE, R. C., 1983, Convergence structures of the Peru-Chile Trench between 10°S and 14°S: Tectonophysics, v. 32, p. 331–351.
WATTS, A. B., 1982, Tectonic subsidence, flexure and global changes of sea level: Nature, v. 297, p. 469–474.
———, KARNER, G. D., AND STECKLER, M. S., 1982, Lithospheric flexure and the evolution of sedimentary basins: Philosophical Transactions of the Royal Society of London, v. A 305, p. 249–281.
———, AND STECKLER, M. S., 1979, Subsidence and eustasy at the continental margin of eastern North America: American Geophysical Union, Ewing Series, v. 3, p. 218–234.
———, AND THORNE, J., 1984, Tectonics, global changes in sea level and their relationship to stratigraphical sequences at the US Atlantic continental margin: Marine Petroleum Geology, v. 1, p. 319–339.
WIENS, D. A., AND STEIN, S., 1983, Age dependence of oceanic intraplate seismicity and implications for lithosphere evolution: Journal of Geophysical Research, v. 88, p. 6455–6468.
———, AND ———, 1984, Intraplate seismicity and stresses in young oceanic lithosphere: Journal of Geophysical Research, v. 89, p. 11442–11464.
WORTEL, R., AND CLOETINGH, S., 1981, On the origin of the Cocos-Nazca spreading center: Geology, v. 9, p. 425–430.
———, AND ———, 1983, A mechanism for fragmentation of oceanic plates, American Association of Petroleum Geologists Memoir 34, p. 793–801.
———, AND ———, 1985, Accretion and lateral variations in tectonic structure along the Peru-Chile trench: Tectonophysics, v. 112, p. 443–462.
ZIEGLER, P. A., 1982, Geological Atlas of Western and Central Europe: Shell Internationale Petroleum Maatschappij, The Hague, 130 p.
ZOBACK, M. L., AND ZOBACK, M. 1980, State of stress in the conterminous United States: Journal of Geophysical Research, v. 85, p. 6113–6156.

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

第三篇　新生界稳定同位素记录得来的海平面变化证据和反证

Douglas Williams

摘要　新生界稳定氧同位素记录以叠加在长周期二级趋势线之上的一系列大的每 mil +1 的三级梯级（阶）(step) 为特征。这种二级趋势说明了由始新世早期到新第三纪接近每 mil +4 的 $\delta^{18}O$ 的变化。$\delta^{18}O$ 信号 (signal) 上二级和三级变化，主要得自冰川全球海平面变化和大洋古温度变化的综合效应。这些变化是对环流 (circulation) 和气候模式演化的全球性响应。$\delta^{18}O$ 事件的时间与海岸上超曲线（Vail 等，1977）中地震确定的变化符合良好。事件时间上的一致，支持了一种共同的机理，多数记录中冰川作用可能是最明显的，并且肯定在新第三纪开始时有所强化。利用 EXXON 的上超记录得到的海平面视变化的幅度，与大洋的 $\delta^{18}O$ 事件符合的不好。考虑到更新世时期 $\delta^{18}O$、冰的体积与海平面的关系，正弦曲线式的全球海平面变化（亦即海平面的升和降相等）对四和五级海平面事件不是个好的假定。虽然 $\delta^{18}O$ 记录的解释不无它的假定和限制，但是它为地震确定的地层分布模式变化，提供了一个独立的地球化学验证。

一、简　　介

地震地层学与生物地层学的综合（图 3-1）明显地提高了我们对区域和可能的全球性不整合面的了解（Vail 等，1977；Pitman，1978；Watts，1982；Thorne 和 Watts，1984；也可见本书）。将这些地震确定的地层分布模式转换为区域不整合面，然后再转换成全球海平面的记录，是不无争论的。造成这些争论的基本原因涉及到对复杂的大地水准面 (geoidal) 的考虑（Morner，本书），准确确定不整合面年代的不确定性，以及利用地震途径定量确定海平面变化幅度和速度中的困难。

我认为，被动边缘处探井中的稳定氧同位素地层学资料，可能为海平面变化的时间、幅度和速度增添一种重要的新量纲。海相碳酸盐岩的化学记录包含了新生代、中生代或许还有古生代海面的重要信息，特别是把地震与生物地层解释相结合的时候。稳定碳同位素记录，还为作为受海面波动影响的沉积作用的函数有机碳的埋藏史，提供了重要的新资料 (Scholle 和 Arthur，1980；Arthur，1983；Shackleton，1985)。此外，$\delta^{18}O$ 与 $\delta^{13}C$ 相结合的记录，提供了一种与局部或区域生物地层分带无关的全球地层格架。这种格架可以用来改进探井的年代地层划分，提高生物地层无法分辨的不整合面检测能力。这种精度的提高，将改进不整合面的对比。

本文的目的是将氧同位素记录中包含的新生代海平面信息与根据地震地层分布模式确定的相对海平面记录进行比较（Vail 等，1977；Vail 和 Hardenbol，1979）。如图 3-2 所示，因为控制层序边界模式的主要变量和有孔虫的 $\delta^{18}O$ 信号差异很大，所以新生代氧同位素记录应当提供独立于地震确定的海平面记录之外的评价。大陆边缘发现的地层分布模式的类型，是根据沉积物供应体积与速度、沉降速度、构造作用和全球海平面变化确定的。

确定海相碳酸盐岩中 $\delta^{18}O$ 信号的基本变量是水温、沉积后期成岩作用、海水的

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

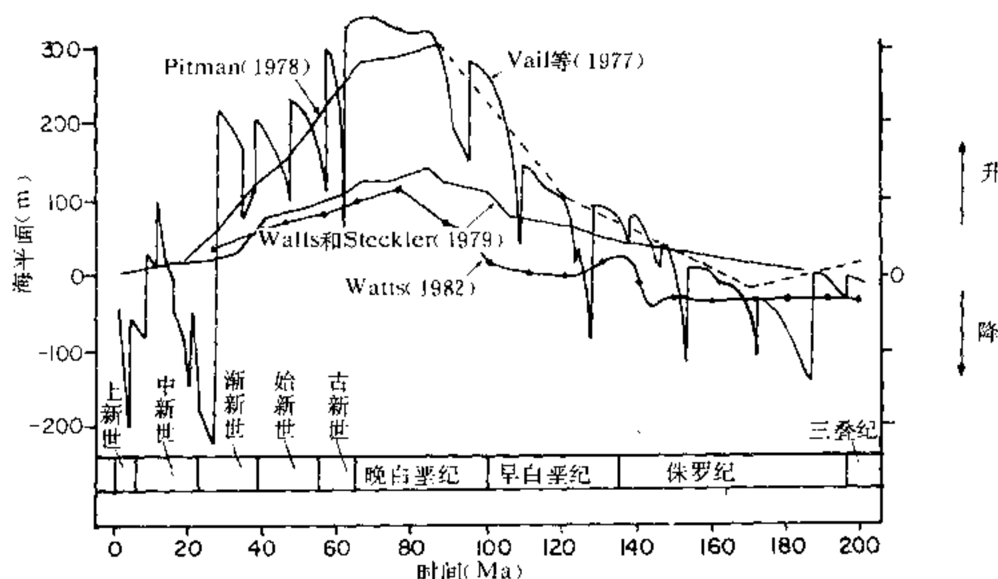


图 3-1 地震层序解释推断的过去 200Ma 的海平面变化（据 Thorne 和 Watts，1984 修改）

主要变量	
层序边界模式	^{18}O 信号
沉积物供应	——
沉降速度	——
构造运动	——
——	温度
——	成岩作用
全球海平面变化	全球海平面变化

图 3-2 新生界海相碳酸盐岩中控制地震层序模式和 $\delta^{18}O$ 信号的主要变量总结表

^{18}O／^{16}O 比值。利用取自深海岩心（与表层水相比，那里的水温变化小）的底栖有孔虫资料证明，温度对新生代全球性 $\delta^{18}O$ 记录的影响可以减小，但不会消失。Matthews 和 Poore（1980）及 Matthews（1984）曾试图利用热带浮游有孔虫的信号，模拟海平面与用 $\delta^{18}O$ 记录的温度成分的关系。他们的结论打开了中新世中期之前地球上可能有巨大冰体的讨论（Shackleton 和 Kennett，1975；Woodruff 等，1981；Savin 等，1981；其他人）。成岩作用对 $\delta^{18}O$ 记录的影响，将作为埋藏时间、温度和深度的一个函数而变化。这些影响的大部分，可以利用保存良好并对其同位素成分已有充分了解的标本加以校验。当然，在中生代和古生代地层中，成岩作用影响的潜力变得更重要些，而与硅质碎屑相相比，碳酸盐岩相中可能有很大的变化。

最后，通过建立不同时期和不同洋盆的 $\delta^{18}O$ 和 $\delta^{13}C$ 记录的全球模式，应当有可能确定控制同位素信号特征及幅度的全球海平面变化的因素。作为初步估计，在一次海平面下降期间，从大洋水库中取走并沉积在冰盖中的海水数量，可以用残留海水中 ^{18}O／^{16}O 比值的增加来说明。更新世中这种效应的最佳估计是每取走 10m 海水，造成每 mil 0.11 的 $\delta^{18}O$ 变化（Fairbanks 和 Matthews，1978；评述见 Matthews，1984）。在过去，不可能明确区分温度

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

和海水成分变化的影响，而近年来，$\delta^{18}O$ 则是独立于地震上超记录之外的用以估计海平面变化幅度和速度的最佳参数。

本文检查了与新生代中二、三和五级海平面事件有关的时间、幅度和速度变化的 $\delta^{18}O$ 的证据。二、三及五级事件的定义与 EXXON 研究组所用的相同，即规模为 36—9Ma、5—1Ma 和 100ka 中发生的事件（Vail 等，1977）。

二、新生代海平面的氧同位素模型

图 3-3 为取自大西洋和太平洋深海钻探计划井位处的深海底栖有孔虫的合成 $\delta^{18}O$ 记录。这些数据以 1Ma 的增量作了时间平均，以滤掉四级和更高级的高频事件（周期小于 400ka，Miller 和 Fairbanks，1985）。在编制图 3-3 中，并未估量不同属种、不同地点生物地层资料带来的不确定性影响。这个记录用作新生代全球 $\delta^{18}O$ 信号的最佳逼近，并提供了日后与地震层序记录进行比较的基础。

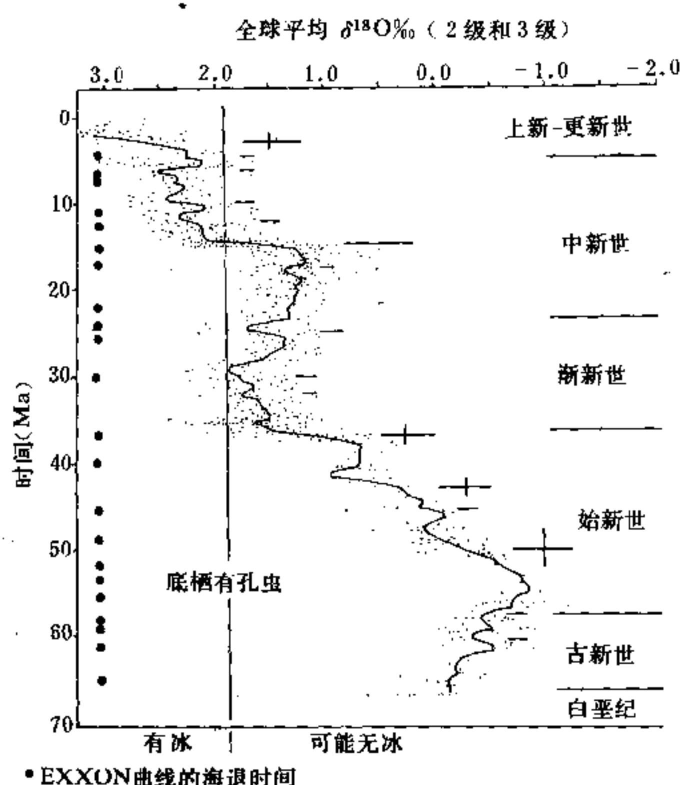


图 3-3 Miller 和 Fairbanks（1985）所作底栖有孔虫 $\delta^{18}O$ 的复合记录与 Vail 等人（1977）的退超和上超记录推测的重大海退时间的比较

重大 $\delta^{18}O$ 事件的位置用 $\delta^{18}O$ 曲线右侧的水平线或十字线指示

1.全球 $\delta^{18}O$ 事件的年代确定

整个新生代 $\delta^{18}O$ 的整体变化接近于每 mil 4，从早始新世的最轻 $\delta^{18}O$ 值，变化到更新世特有的最大正值（图 3-3）。每 mil +1 的 $\delta^{18}O$ 事件集中于 3、15、38、41—46 和 48—53Ma 处。其它每 mil>0.2 的重要事件出现于 5.5、7—9，10、12、18、24—26 和 29.5—30.5Ma 处，以及可能的 41、44、58 和 61Ma 处，尽管 40Ma 以前因资料不足造成这些偏移证据不足（图 3-3）。其它的重要变化出现在个别地点的个别记录中（Williams 等，印刷中），但是这些事件在图 3-3 中无法分辨，因为这些数据取了平均值，滤掉了小于 400ka 的事件。

图 3-3 的左手边框附近还表示了根据地震方法定义的地层分布模式确定的 1 型和 2 型不整合位置（van Wagoner 等，本书）。在 EXXON 公司研究组定义的某些不整合与大多数重要 $\delta^{18}O$ 事件（它们在以 1Ma 增量平均 $\delta^{18}O$ 数据值所引入的偏差范围内可以分辨）之

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

间，存在着良好的吻合（图 3–3）。尽管这种合成的 δ^{18}O 记录存在着统计误差，但是这两种各自独立的方法之间的吻合说明了，全球海平面是整个新生代大部分时期的同位素信号和地震反射模式的基本控制因素。由于在 δ^{18}O 信号上存在某些温度影响，所以这种时间上的吻合也支持了 Matthews 和 Poore（1980）的基本说法，即在南极洲西部冰的大规模前推之前，在早新生代时期，存在着极地冰（Shackleton 和 Kennett，1975；Savin，1977；Woodruff 等，1981）。

2.δ^{18}O 幅度指示的海平面事件

为了根据 δ^{18}O 记录估算新生代海平面事件的幅度，我选用了每 10m 海平面变化每 milδ^{18}O0.11 的更新统的标定值（calibration）。这个标定值是目前在已经用放射性测量方法确定年代的同位素和海平面记录的时期内唯一可用的标定值。这种逼近预测出整个新生代有近于 364m 的海平面整体降落。显然，这种幅度的一次海平面下降是不合理的，δ^{18}O 记录的一个重要组成成分必然是由于整个新生代的温度和气候的恶化（Savin，1977）。这种每 mil 为 1 的事件的海平面降落，其幅度必将等于 90m 以上。这些估算值与 Wisconsin 晚期冰川最大期降低后的海平面估算值 18ka 的 80—163m 作了比较（Shackleton 和 Opdyke，1973；Duplessy，1978；Hecht，1976；Matthews，1984；Williams，1984）。

图 3–4 和表 3–1 针对所选的三级事件进行了海平面变化的比较。在事件 2（24Ma）和事件 6（40Ma）处的海平面降落吻合良好。对于其它 6 个三级事件，估算的幅度不吻合，特别是 30Ma 处的中渐新世事件 4。在几乎所有情况下，利用层序边界模式推测的海平面变化都大于 δ^{18}O 信号预测的变化。这种关系的一个重要例外存在于跨越 52.5—37Ma 的长周期海面降落处（图 3–4 的例 5）。在事件 5 处，δ^{18}O 信号预测出 250m 以上的海平面降落。

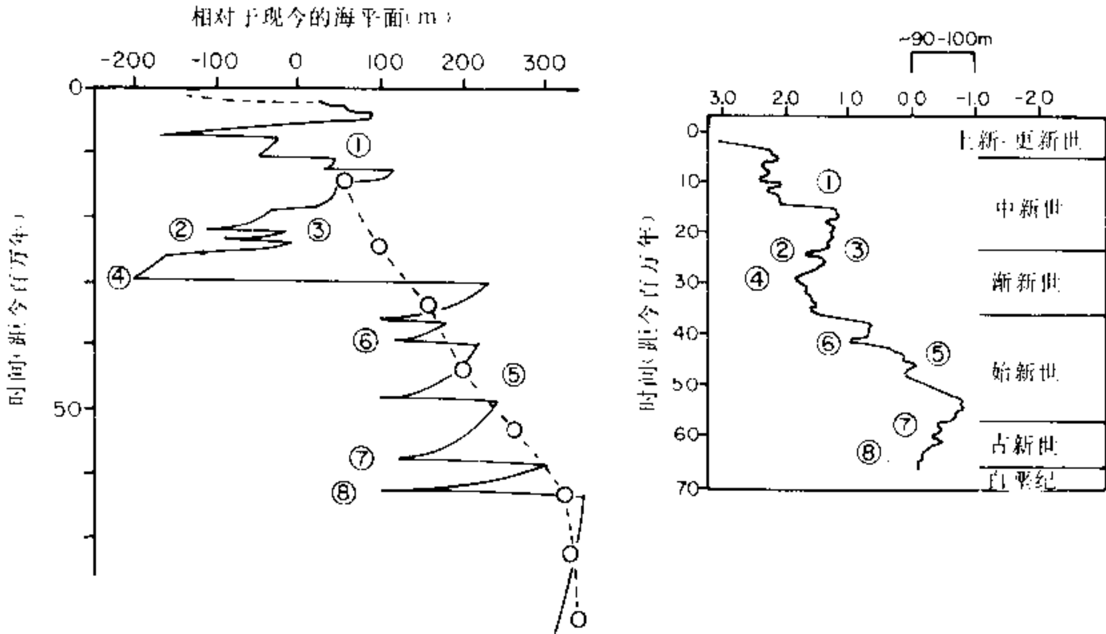


图 3–4　根据地震地层推测的（Vail 等，1977）和合成底栖有孔虫 δ^{18}O 记录（Miller 和 Fairbanks，1985）推测的新生代特定海平面事件幅度的比较

图中数字指表 1 中检验过的特定海平面上升和降落

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

表 3-1 根据 $\delta^{18}O$ 和上超记录求出的海平面事件幅度的比较

事件[①]	类型	时间（Ma）	符合程度	地震（m）	$\delta^{18}O$（m）
1	降	15.5—6.6	—	~300	<50
2	降	24	+	<50	<50
3	升	30—15.5	—	>300	<100
4	降	30	—	>400	<50
5	降	52—37	—	<100	~250[②]
6	降	40	+	~100	~100
7	降	59	—	<150	<50
8	降	62.5	—	~200	<50

①如图 4 所示；

②看来有强烈的温度成分。

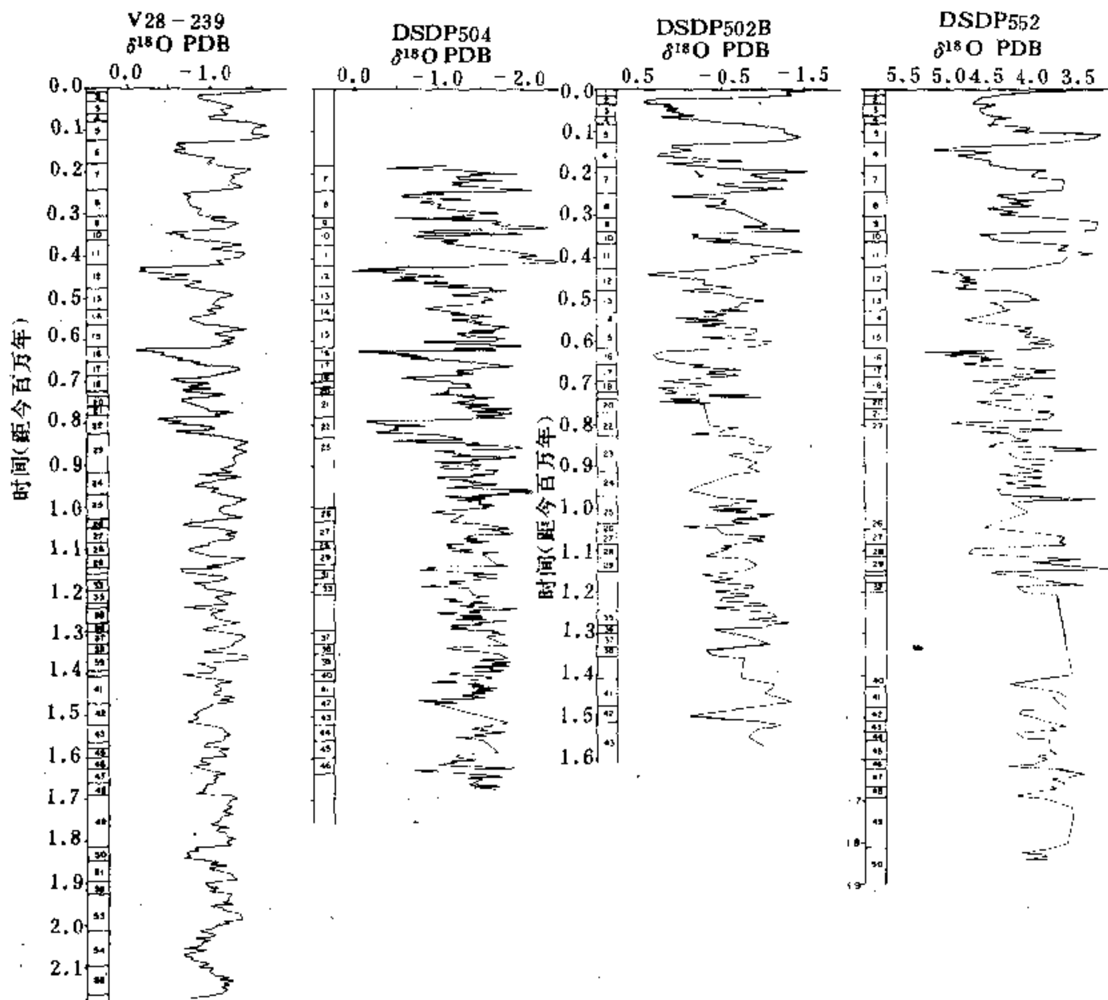


图 3-5 取自太平洋（V28—239，DSDP 定位 504）、加勒比海（DSDP 定位 502B）和北大西洋（DSDP 定位 552）的四个详细的更新统氧同位素记录的经验对比关系和同位素阶分带

（Williams 等，1984；Williams 及 Trainor，1986）

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

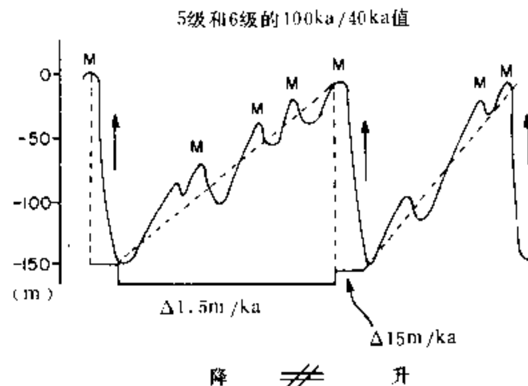


图 3-6 晚更新世四级、六级海平面和 $\delta^{18}O$ 变化期间海平面下降或上升速度不对称性的示意图

"M"事件代表一个盆地如墨西哥湾中冰雪融化事件的可能位置，这些"M"事件示意地叠置在全球性 $\delta^{18}O$ 变化之上

这样幅度的降落是不合理的，在早始新世的这一部分时间里，温度的变化很可能是 $\delta^{18}O$ 信号的重要组成部分。

3.$\delta^{18}O$ 和海平面变化的速度

上述解释应用于图 3-3 的快速 1／mil$\delta^{18}O$ 事件，意味着在整个新生代以每百万年 10m 和 90—100m 的平均速度发生的典型长周期（二和三级的）海平面变化。这些速度估值代表 $\delta^{18}O$ 数值组中宽采样间段的总的长周期平均值以及编制图 3-3 所用数值的相继平均值 (Subsequent averaging)（Miller 和 Fairbanks，1985）。这种方法对地震地层估算的海平面变化幅度给以约束（Vail 等，1977）。

通过用深海钻探计划（DSDP）对高沉积速度的层序作详细的 $\delta^{18}O$ 研究，我们知道，50—100m 的五级海平面变化，可以以小于 100ka 的频率发生于整个晚第三纪中（Woodruff 等，1981；Shackleton，1982；Williams 等，印刷中）。过去 1.8Ma 的 $\delta^{18}O$ 记录（图 3-5）展示了信号频率与幅度上的重大变化（Shackleton 和 Opdyke，1976；Pisias 和 Moore，1981；Prell，1982；Thunell 和 Williams，1983）。整个过去 0.8—0.9Ma 间的变化有~0.1Ma 的周期性和大于 1.51mil（相当的海平面变化＞130m）的平均幅度。这个时期的很多部分内 $\delta^{18}O$ 信号的这种特征说明了海平面上升和下降速度不一定必须相等（图 3-6）。利用晚更新世的 $\delta^{18}O$ 记录，Broecker 和 van Donk（1970）定义了从冰川低水位向作为**终结**的间冰期高水位的快速过渡。这些变化的快速程度接近 10—15m／1000a。这些终结是快速的气候、海洋学和生物事件的时期（Berger 和 Labeyrie，1986）。与之形成尖锐对立的是，后来恢复到完全由冰川诱发的低海平面，可能是在比较长的幅度值下发生的（1—1.5m／1000a，图 3-6）。晚更新世期间这种不对称性说明了，比起它们以 100000a 或更短的时间规模的增长来说，这些冰盖的消亡更快。

五级周期这种模式的不等速海平面变化（升和降），说明了以下情况：全球海平面变化是曲线性的、接近于正弦函数的假定不一定适合于所有情况。这种假定对具有不同沉降速度和不同构造历史的大陆边缘的地层几何结构的潜在影响，必须通过利用层序边界模式估算大陆边缘可容纳空间和全球海平面的变化在模型中给予评价。既使有相对的温度—冰—体积影

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

响的限制，$\delta^{18}O$ 信号仍然对全球海平面变化的这个重要参数提供了目前仅知的独立性检验。

三、结　　论

氧同位素地质学为上超记录和层序边界解释得来的某些参照性海平面提供了独立的检验手段。将来，地球化学与地球物理方法相结合，配合以改进后的生物地层分带和 $\delta^{18}O$（和 $\delta^{13}C$）信号的谱处理，有可能为被动大陆边缘勘探区提供改进的年代地层分层。这些结果将导致更精确的新生代、可能还有中生代和更老层序的全球海平面记录的图象。在某些学术和工业界实验室中正在进行着这样的工作。

（徐怀大译）

参考文献

ARTHUR, M. A., 1983, The carbon cycle—controls on atmospheric CO_2 and climate in the geologic past, *in*, Climate in Earth History: National Academy Press, Washington, D.C., p. 55–67.

BERGER, W. H., AND LABEYRIE, L. D., eds., 1986, The Book of Abstracts and Reports from the Conference on Abrupt Climatic Change: Scripps Institute of Oceanography, Reference 85–8, La Jolla, California, 274 pp.

BROECKER, W. S., AND VAN DONK, J., 1970, Insolation changes, ice volumes, and the ^{18}O record in deep sea cores: Review of Geophysics and Space Physics, v. 8, p. 169–198.

DUPLESSY, J. C., 1978, Isotope studies, *in* Griffin, J., ed., Climatic Change: Cambridge University Press, New York, p. 46–67.

FAIRBANKS, R. G., AND MATTHEWS, R. K., 1978, The marine oxygen isotopic record in Pleistocene coral, Barbados, West Indies: Quaternary Research, v. 10, p. 181–196.

HECHT, A., 1976, The oxygen isotope record of foraminifera in deep-sea sediment, *in* Hedley, R. H., and Adams, C. G., eds., Foraminifera: Academic Press, London, v. 2, p. 1–43.

MATTHEWS, R. K., 1984. Oxygen isotope record of ice-volume history: 100 million years of glacio-eustatic sea-level fluctuation, *in* Schlee, J. S., ed., Interregional Unconformities and Hydrocarbon Accumulation: American Association of Petroleum Geologists Memoir 36, p. 97–107.

———, AND POORE, R. A., 1980, Tertiary ^{18}O record and glacio-eustatic sea-level fluctuations: Geology, v. 8, p. 501–504.

MILLER, K. G., AND FAIRBANKS, R. G., 1985, Cainozoic $\delta^{18}O$ record of climate and sea level: South African Journal of Science, v. 81, p. 248–249.

PISIAS, N. G., AND MOORE, J. C., Jr., 1981, The evolution of Pleistocene climate: a time series approach: Earth and Planetary Science Letters, v. 52, p. 450–458.

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

PITMAN, W. C., III, 1978, Relationships between eustasy and stratigraphy sequences of passive margins: Geological Society of America Bulletin, v. 89, p. 1389–1403.

PRELL, W. L., 1982, Oxygen and carbon isotope stratigraphy for the Quaternary of Hole 502B: evidence for two modes of isotopic variability: Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, v. 68, p. 455–464.

SAVIN, S. M. 1977, The history of the Earth's surface temperature during the past 100 million years: Annual Review of Earth and Planetary Sciences, v. 5, p. 319–355.

———, DOUGLAS, R. G., KELLER, G., KILLINGLEY, J. S., SHAUGHNESSY, L., SOMMER, M. A., VINCENT E., AND WOODRUFF, F., 1981, Miocene benthic foraminifera isotope records: a synthesis: Marine Micropaleontology, v. 6, p. 423–250.

SCHOLLE, P. A., AND ARTHUR, M. A., 1980, Carbon isotope fluctuations in Cretaceous pelagic limestones: potential stratigraphic and petroleum exploration tool: American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v. 64, p. 67–87.

SHACKLETON, N. J., 1982, The deep-sea record of climate variability: Progress in Oceanography, v. 11, p. 199–218.

———, 1985, Oceanic carbon isotope constraints on oxygen and carbon dioxide in the Cenozoic atmosphere, *in* Sundquist, E., and Broecker, W. S., eds., Natural Variations in CO_2: Past and Present Time: American Geophysical Union Monograph Series, No. 32, p. 412–417.

———, AND KENNETT, J. P., 1975, Paleotemperature history of the Cenozoic and the initiation of Antarctic glaciation: oxygen and carbon isotope analyses in DSDP Sites 277, 279 and 281, *in* Kennett, J. P., Houtz, R. E., and others, eds., Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project: U.S. Government Printing Office, Washington, D.C., v. 29, p. 743–755.

———, AND OPDYKE, N. D., 1973, Oxygen isotope and paleomagnetic stratigraphy of equatorial Pacific core V28-238: oxygen isotope temperatures and ice volumes on a 10^{T} year and 10^{Y} year scale: Quaternary Research, v. 3, p. 39–55.

———, AND OPDYKE, N. D., 1976, Oxygen isotope and paleomagnetic stratigraphy of Pacific core V28-239: Late Pliocene to latest Pliocene, *in* Cline, R. M., and Hays, J. D., eds., Investigations of Late Quaternary Paleoceanography and Paleoclimatology: Geological Society of America Memoir 145, p. 449–464.

THORNE, J., AND WATTS, A. B., 1984, Seismic reflectors and conformities at passive continental margins: Nature, v. 311, p. 365–367.

THUNELL, R. C., AND WILLIAMS, D. F., 1983, The stepwise development of Pliocene—Pleistocene paleoclimatic and paleoceanographic conditions in the Mediterranean: Utrecht Micropaleontological Bulletin, v. 30, p. 111–127.

VAIL, P. R., AND HARDENBOL, J., 1979, Sea level changes during the Tertiary: Oceanus, v. 22, p. 71–79.

———, MITCHUM, R. M., Jr., AND THOMPSON, S., III, 1977, Seismic stratigraphy and global changes of sea level, Part 4: Global cycles of relative changes of sea level, *in* Payton, C. E., ed., Seismic Stratigraphy—Applications to Hydrocarbon Exploration: American Association of Petroleum Geologists Memoir 26, p. 83–97.

WATTS, A. B., 1982, Tectonic subsidence, flexure and global changes of sea level: Nature, v. 297, p. 469–474.

———, AND STECKLER, M. S., 1979, Subsidence and eustacy at the continental margin of eastern North America, *in* Talwani, M., Hay, W. F., and Ryan, W. B. F., eds., Deep Drilling Results in the Atlantic Ocean: Continental Margins and Paleoenvironment: American Geophysical Union Ewing Series No. 3, p. 218–234.

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

Williams, D. F., 1984, Correlation of Pleistocene marine sediments of the Gulf of Mexico and other basins using oxygen isotope stratigraphy, *in* Healy-Williams, N., ed., Principles of Pleistocene Stratigraphy Applied to the Gulf of Mexico; International Human Resources Development Corporation Press, p. 67–118.

———, Thunell, R. C., and Mucciarone, D., 1984, Toward a new oxygen isotope chronostratigraphy of early to middle Pleistocene deep-sea sediments: Abstracts with Programs, Geological Society of America, v. 16, p. 694.

———, and Trainor, D., 1986, Application of isotope chronostratigraphy in the northern Gulf of Mexico: Gulf Coast Association of Geological Societies, Transactions, v. XXXVI, p. 589–600.

Woodruff, F., Savin, S. M., and Douglas, R. G., 1981, Miocene stable isotopic record: a detailed deep Pacific Ocean study and its paleoclimatic implications: Science, v. 212, p. 665–668.

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

第二部分　海平面变化和层序地层学

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

第四篇　层序地层学基础综述和关键定义

J.C.Van Wagoner，H.W.Posamentier，R.M.Mitchum，P.R.Vail、
J.F.Sarg，T.S.Loutit，J.Hardenbol

本综述的目的是建立层序地层学的基本概念和定义联系这些概念的关键术语。这些概念中有许多在早年的地震地层学的文章（Vail 等，1977）中已经提出来了。随着岁月的流逝，受新增证据的推动和同事们之间的相互促进，我们的想法业经演进，已经超出了早先提出的那些概念，构成了另外一些更合适的提法。下面的九篇文章，反映了层序地层学概念的最新想法，和它们在露头、测井和地震剖面上的应用。有三篇文章（Jervey，Posamentier 和 Vail，以及 Posamentier 等人）提出了描述地层分布模式与全球海面变化速率及沉降速率间关系的概念模型。第四篇文章（Sarg）描述了层序地层学在碳酸盐岩解释上的应用，用大量的露头、测井和地震实例，证实了概念模型的大多数特征。Greenlee 和 Moore 把地震资料寻出的区域性层序分布，与海岸上超曲线联系了起来。最后四篇文章（Haq 等人；Loutit 等人；Baum 和 Vail；Donovan 等人），描述了层序地层学概念在年代地层学和生物地层学中的应用。

层序地层学是研究以侵蚀面或无沉积作用面、或者与之可以对比的整合面为界的、重复的、成因上有联系的地层的年代地层框架内的岩石关系。层序地层学的基本单位是**层序**，它以不整合和与之可以对比的整合为界。一个层序可以分为**体系域**，它们是以它们在层序内的位置以及以海泛面为界的**准层序组**和**准层序**的叠置方式来定义的。层序、准层序组和准层序的边界，提供了沉积岩对比和作图的年代地层框架。层序、准层序组与准层序是通过地层的物理关系定义和确认的，其中包括这些地层单位界面的侧向连续性和几何关系，这些地层单位内部地层的垂向和侧向叠置方式和侧向几何关系。绝对厚度、形成它们的时间长度、以及区域和全球成因的解释没有用于定义层序地层单位。

经解释，层序及其地层成分形成了全球海面变化、沉降和沉积物供应速度间的相互作用。这些相互作用可以模拟，而这些模型通过预测地质资料有限的地区内的地层关系和推测其年代的观察得到证实。

以下各节定义并简要解释联系各层序地层学概念的重要术语。在前面提到的九篇文章中，将更充分地讨论每个术语。

准层序和准层序组是层序的基本构筑单位。一个**准层序**是以**海泛面**和与之可以对比的面为界的成因上有联系的、相对整一的一套岩层（beds）或岩层组（bedsets）（Van Wagoner，1985）。硅质碎屑岩的准层序是前积性的，因此是向上变浅的。碳酸盐岩准层序通常是加积性的，因此也是向上变浅的。**海泛面**是一个把较新地层与较老地层分开的面，跨过这个面有水深突然增加的证据。这种加深通常与小的水下侵蚀作用（但是没有陆上侵蚀作用或者岩相的向盆地方向转移）和无沉积作用相伴生，并且可以以一个小的沉积间断为指示。海泛面上不会发生上覆地层的上超，除非这个面与层序边界相重合。海泛面是个平整面，通常仅展示很小的从几英寸和几十英尺的地形起伏，几英尺者最常见。海泛面通常在海

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

岸平原内有一个可以与之对比的面，在陆架上有一个可以与之对比的面。在海岸平原中的可对比面没有因河流复壮作用引起的重要陆上侵蚀，没有海岸上超的向下转移，没有岩相的向盆地方向转移，也没有上覆地层上超等特征。海岸平原内的可对比面可以因河流作用和小的陆上暴露引起的局部侵蚀为标志特征。跨越可对比面的地层的岩相分析，通常不指示水深上的重大变化；海岸平原中或者陆架上的这个可对比面，通常只能通过由海泛面逆倾向或顺倾向对比加以证实。

准层序组是一套成因上有联系的准层序，它们形成一种在多数情况下以大的**海泛面**和可与之对比的面为界的独特的叠置方式（Van Wagoner，1985）。准层序组的边界：（1）可以分开独特的准层序叠置方式；（2）可以与层序边界重合；（3）可以是下超面和体系域边界。准层序组内准层序的叠置方式（图 4−1）可以是前积式的、退积式的或者加积式的，这取决于沉积速度与可容纳空间腾空速度的比值。在层序内部这些叠置方式是可以预测的。

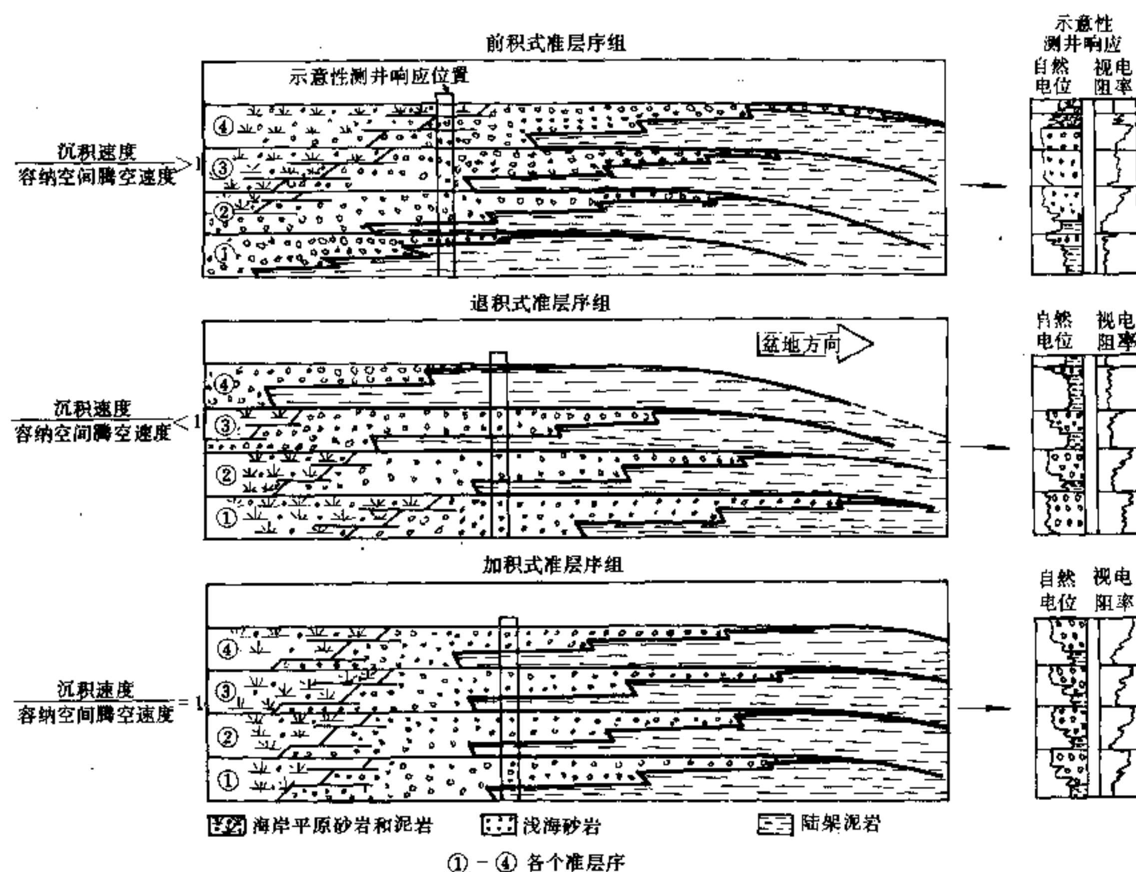


图 4−1　不同类型准层序组内部地层叠置方式的测井响应特征

层序是一套相对整一的、成因上有联系的、以不整合和可以与之对比的整合为界的地层（Mitchum，1977）。**不整合**是一个分开较新与较老地层的面，沿着这个面有证据表明存在指示重大沉积间断的陆上侵蚀削截（以及在某些地区内具有可以与之对比的海底侵蚀）或者陆上暴露现象。这个定义把不整合这个术语的用法局限于重大的陆上侵蚀面，并且修改了Mitchum（1977）采用的不整合定义。他把不整合定义为"一个把较新地层与较老地层分开

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

的侵蚀面或**无沉积作用面**，并且代表一个重要沉积间断”（原书211页）。这个早年的、比较宽的定义包容了陆上的和海底的侵蚀面，不能充分区分层序和准层序边界。局部的、与地质作用伴生的准同期侵蚀和沉积，如曲流沙坝的发育、分流河道侵蚀，或者河丘的迁移，不包括在本文所用不整合定义之中。

整合是一个将较新地层与较老地层分开的层面，沿此面没有侵蚀作用（无论是陆上侵蚀还是海底侵蚀）的证据，并且沿此面不指示有重大沉积间断。它包括了沉积作用极缓慢、具有由很薄的沉积所代表的长期地质时间的那些面。

在岩石记录中识别出1型和2型层序。1型层序（图4–2、4–3）底部以1型层序边界为界，顶部以1型或2型层序边界为界。2型层序（图4–4）底部以2型层序边界为界，顶部以1型或2型层序边界为界。**1型层序边界**（图4–2，图4–3）以与河流复壮作用、岩相

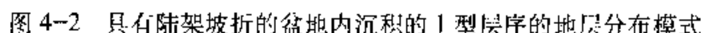


图4–2　具有陆架坡折的盆地内沉积的1型层序的地层分布模式

的向盆地方向转移、海岸上超的向下转移以及上覆地层的上超伴生的陆上暴露及同时发生的陆上侵蚀作用为特征。作为岩相向盆地方向转移的结果，非海相或很浅的海相岩层，如层序边界之上的辫状河道或河口湾砂岩，可能直接盖在界面以下的较深水海相岩层。如下临滨砂岩或者陆架泥岩之上，而没有穿插着在中间沉积环境中沉积的岩石。图4–2表示一个标志着层序界面的，由岩相朝盆地方向转移产生的典型测井响应。1型层序界面经解释为全球海面下降速度超过在**沉积滨线坡折带**处盆地沉降速度、在该处产生海面相对下降时形成的。沉积滨线坡折带是陆架上的一个位置，在这个地点的朝陆地方向，其沉积表面处在或者接近基

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

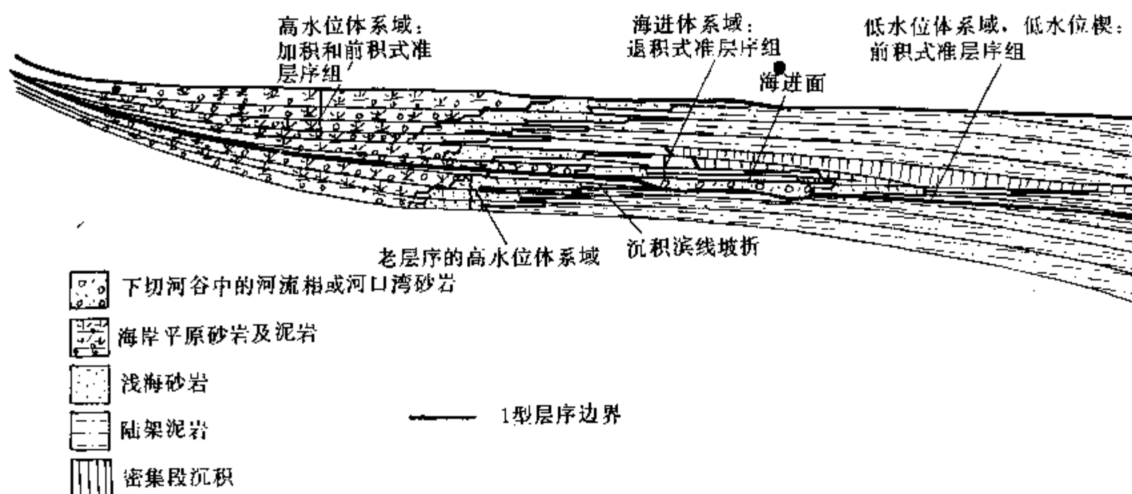


图 4–3　具有缓坡边缘的盆地内沉积的 1 型层序内的地层分布模式

准面，通常是海平面，它的朝海洋方向，其沉积表面低于基准面（Posamentier 等，本书）。这个地点大致与三角洲中河口坝的朝海端或者与海滩中的上临滨相吻合。在过去的刊物（Vail 和 Todd，1981；Vail 等人，1984）中，沉积滨线坡折带曾被看作是陆架边角。在许多盆地中，这个沉积滨线坡折带可能在**陆架边角**的朝陆地方向 160km（100mile）或更远，这个陆架边角的特征是在倾角上，从陆架边角朝陆地方向的缓缓倾斜的陆架（通常小于 1∶1000），变化到陆架边角朝海洋方向倾斜较陡的陆坡（通常大于 1∶40）（Heezen 等，1959）。在其它盆地中，沉积滨线坡折带可能处在陆架坡折点❶处。

2 型层序边界（图 4–4）的特征是沉积滨线坡折带朝陆地方向的水上和暴露和海岸上超的向下转移；然而，它既没有与河道回春作用伴生的陆上侵蚀，也没有岩相的朝盆地方向转移。沉积滨线坡折带朝陆地方向上覆地层的上超，也是 2 型层序边界的特征。2 型层序边界是全球海面下降速度小于沉积滨线坡折带处盆地沉降速度时形成的，因此，在这个位置上没有发生海平面相对下降。

沉积体系是一种三维岩相组合体（Fisher 和 McGowan，1967）。**体系域**是一连串同期的沉积体系（Brown 和 Fisher，1977）。我们用**体系域**去称呼每个层序内部三个次一级小类：1 型层序中的低水位、海进和高水位体系域（图 4–2，图 4–3）和 2 型层序中的陆架边缘、海进和高水位体系域（图 4–4）。

体系域是根据界面类型，它们在层序内的位置，以及准层序及准层序叠置模式客观地加以定义的。体系域还用几何结构和相组合加以表征。当谈到体系域时，低水位和高水位这些术语并不意味着暗示全球性海面或者相对海平面变化周期上的独特的时期或者位置。一个体系域开始的实际时间是海面升降、沉积物供应和构造运动间相互作用的函数。

最低的体系域如果直接处于 1 型边界之上，称作**低水位体系域**（图 4–2，图 4–3）；然而，如果它直接处于 2 型边界之上，称作**陆架边缘体系域**（图 4–4）。

❶即陆架边角。——译者

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

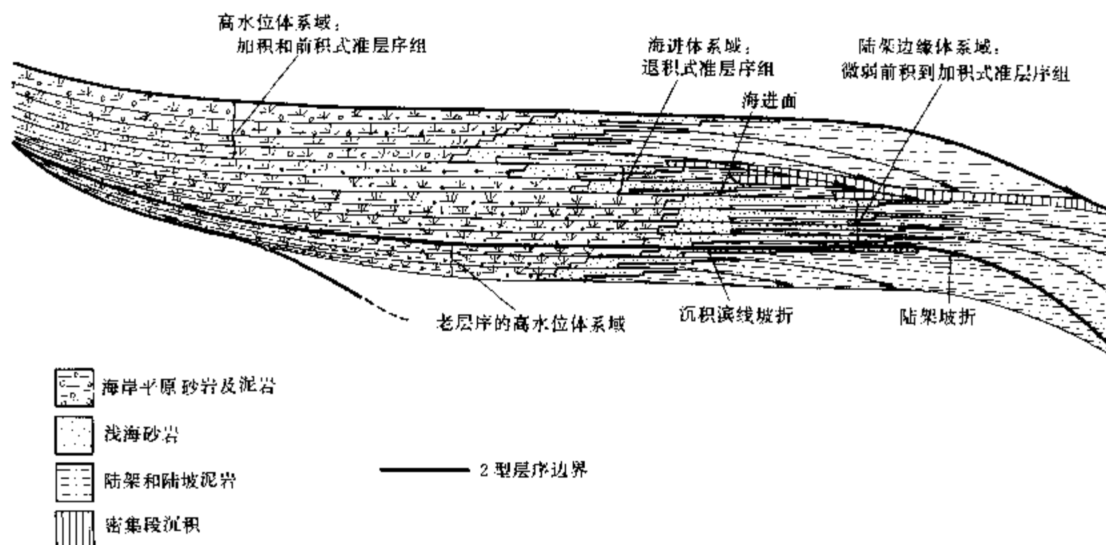


图 4–4　与 2 型层序边界伴生的陆架边缘体系域

低水位体系域如果沉积在具有**陆架坡折带**的盆地中（图 4–2），通常可以分成三个独立的单位，**盆底扇、陆坡扇和低水位楔。盆底扇**以下陆坡或盆地底部上的海底扇沉积为特征。扇的形成与海底峡谷进入陆坡的侵蚀作用以及河谷进入陆架的下切作用相伴生。硅质碎屑沉积物路过陆架和陆坡，通过河谷和海底峡谷供应给盆底扇。盆底扇的底面（与低水位体系域的底面吻合）是 1 型层序界面；盆底扇的顶面是个下超面。盆底扇沉积、海底峡谷的形成以及下切河谷的侵蚀作用，解释为海平面相对下降时期产生的。

陆坡扇以陆坡中部或底部的浊积和碎屑流沉积为特征。陆坡扇沉积作用可以是与盆底扇同时期的，或者是与低水位楔的早期部分同时期的。陆坡扇的顶部是低水位楔中部和上部的一个下超面。

低水位楔以陆架上的下切河谷充填为特征（图 4–2、图 4–3），它通常上超于层序界面之上，并且以具有楔形几何形态的前积充填方式覆盖于陆坡之上，它通常下超于盆底扇或陆坡扇之上。低水位楔沉积与盆底扇沉积不同期。低水位楔由前积到加积准层序组组成。低水位楔的顶面与低水位体系域的顶面相重合，是一个海泛面，称作**海进面**（图 4–2 至图 4–4）。海进面是层序内部跨过陆架的第一个有意义的海泛面。低水位楔沉积是海平面缓慢相对上升时期发生的。

低水位体系域如果是在具有缓坡边缘的盆地中沉积的（图 4–3），则由相对薄的**低水位楔**组成，它可能包含两个部分。第一部分以河流下切作用和沉积物过路冲蚀海岸平原为特征，是在海平面相对下降时期发生的，在该时期滨线快速地向盆地方向推进，直至相对海面下降稳定下来为止。低水位楔的第二部分以海面的缓慢相对上升，下切河谷的充填，以及滨线的连续前积为特征，造成一个由逆倾向的下切河谷充填沉积物和顺倾向的一个或多个前积准层序组构成的低水位楔。低水位楔的顶面是海进面；低水位楔的底面是层序底界面。

陆架边缘体系域（图 4–4）是与 2 型层序边界伴生的最低体系域。这个体系域以一个或多个微弱前积到加积的准层序组为特征：这些组在朝陆地方向上超到层序边界之上，在朝盆

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

地方向下超到层序边界之上。陆架边缘体系域的顶面是海进面，它也构成海进体系域的底面。陆架边缘体系域的底面是2型层序界面。

海进体系域（图4-2至图4-4）是1型和2型层序内部中间的体系域。它以一个或多个退积式准层序组为特征。海进体系域的底面是位于低水位体系域或者陆架边缘体系域顶面处的海进面。海进体系域内部的准层序在朝陆地方向上超到层序边界之上，在朝盆地方向下超到海进面之上。海进体系域的顶面是**下超面**。这个下超面是个海泛面，上覆高水位体系域内前积斜层的趾部下超其上。这个面以从退积式准层序组变为加积式准层序组为特征，并且是个最大海泛面。**密集段**（图2至图4）主要产于海进体系域内部和高水位体系域远端。**密集段**是一个相带，由在极缓慢速度下沉积的半远洋或远洋沉积物的薄层海相岩层组成（Loutit等，本书）。在滨线的区域性海进时期，密集段分布最广泛。

高水位体系域（图4-2至图4-4）是1型或2型层序中的上部体系域。这个体系域通常广泛分布在陆架上，并且以一个或多个加积式准层序组、继之以一个或多个具有前积斜层几何形态的前积准层序组为特征。高水位体系域内部的准层序在朝陆地方向上超于层序边界之上，在朝盆地方向下超于海进或低水位体系域顶面之上。高水位体系域在顶部以1型或2型层序界面为界，在底部以下超面为界。

体系域是在全球海面变化曲线的特定段落期间沉积的（Jervey和Posamentier等，本书）。

(1) 低水位体系域的低水位扇——快速全球海面下降期；

(2) 低水位体系域陆坡扇——全球海面下降晚期或全球海面上升早期；

(3) 低水位体系域的低水位楔——全球海面下降晚期或全球海面上升早期；

(4) 海进体系域——全球海面快速上升期；

(5) 高水位体系域——全球海面上升晚期、全球海面停滞和全球海面下降早期。

沉积地层划分为层序、准层序和体系域，提供了分析沉积地层内时间和岩石关系的有力方法。层序和层序边界将沉积岩划分为以具有年代地层学意义的界面为界的成因上有联系的地层单位。这些界面提供了对比和作图的一个框架。体系域的解释提供了预测层序内岩相关系的框架。准层序组、准层序和它们的界面进一步将层序和它的构成单位体系域划分为更小的成因单位，供详细作图、对比和解释沉积环境用。

（徐怀大译）

参考文献

BROWN, L. F., AND FISHER, W. L., 1977, Seismic-stratigraphic interpretation of depositional systems: examples from Brazil rift and pull-apart basins, *in* Payton, C. E., ed., Seismic Stratigraphy—Applications to Hydrocarbon Exploration: American Association of Petroleum Geologists Memoir 26, p. 213–248.

FISHER, W. L., AND MCGOWAN, J. H., 1967, Depositional systems in the Wilcox Group of Texas and their relationship to occurrence of oil and gas: Gulf Coast Association of Geological Societies, Transactions, v. 17, p. 213–248.

HEEZEN, B. C., THARP, M., AND EWING, M., 1959, The floors of the ocean, I. The North Atlantic: Geological Society of America Special Paper 65, 122 p.

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

Mitchum, R. M., 1977, Seismic stratigraphy and global changes of sea level, Part 1: Glossary of terms used in seismic stratigraphy, *in* Payton, C. E., ed., Seismic Stratigraphy—Applications to Hydrocarbon Exploration: Association of Petroleum Geologists Memoir 26, p. 205-212.

Vail, P. R., Mitchum, R. M., and Thompson, S., III, 1977, Seismic stratigraphy and global changes of sea level, Part 3: Relative changes of sea level from coastal onlap, *in* Payton, C. W., ed., Seismic Stratigraphy—Applications to Hydrocarbon Exploration: American Association of Petroleum Geologists Memoir 26, p. 83–97.

———, and Todd, G. R., 1981, North Sea Jurassic unconformities, chronostratigraphy and sea-level changes from seismic stratigraphy: Petroleum Geology of the Continental Shelf, Northwest Europe, Proceedings, p. 216–235.

———, Hardenbol, J., and Todd, R. G., 1984, Jurassic unconformities, chronostratigraphy and sea-level changes from seismic stratigraphy and biostratigraphy, *in* Schlee, J. S., ed., Interregional Unconformities and Hydrocarbon Accumulation: American Association of Petroleum Geologists Memoir 36, p. 129–144.

Van Wagoner, J. C., 1985, Reservoir facies distribution as controlled by sea-level change: Abstract and Poster Session, Society of Economic Paleontologists and Mineralologists Mid-Year Meeting, Golden, Colorado, p. 91–92.

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

第五篇　硅质碎屑岩层序及其地震表示的定量地质模拟

M.T.Jervey

摘要　为了阐明控制硅质碎屑层序及其边界面的发育原理，针对大西洋型大陆边缘建立了一种前积性盆地充填的数学模型。本文探讨这种模型及其沉积相、砂岩几何形态方面的错综关系和地震地层解释。

盆地充填是按照构造沉降（subsidence）、海平面变化和沉积物注入量（sedimen tion flux）的相互作用来模拟的。模拟表明，地震层序边界在时间上位于全球海平面升降曲线的拐点（inflection point）附近，该处下降或上升速度最大。可容纳空间发育速度在时间和空间上的变化，对形成其内部相的分布状态、几何形态和沉积层序边界面的性质起了极其重要的作用。文中展示了用全球旋回曲线图显示的海岸上超模式和滨外密集段，旨在开发平滑的全球海平面和相对海平面变化曲线。

一、引　　言

评价可能的储集相和砂层的连续性模式是盆地开发前研究的重要目标之一。这些沉积储层的性质，很大程度上决定了远景盆地的产油潜力。作者假定这些性质在很大程度上是三种主要地质变量在时间和空间格架中相互作用的结果，即（1）海平面升降；（2）构造沉降；（3）沉积物注入量。如果这个假设成立，则对于这些变量的了解有助于钻前油藏质量预测。

储油砂层包含于沉积层序中，一部具有重要价值的文献业已推出（Payton，1977），该书编入了相对海平面变化控制层序边界的位置、层序的几何形态及其与其它层序关系的想法。相对海平面这个术语指海平面相对于某一先前的沉积作用面的高程。相对海平面的变化体现了全球海平面升降变化与盆地沉降联合作用的效应。在时间和空间格架上，相对海平面变化、沉积物注入量与层序发育之间确切的关系难以概念化。结果，本文中提出一种数学分析法，藉以研究这些控制层序的主要变量的相互作用，及其在层序的几何形态、沉积相和地震地层学方面的影响。

以下的讨论集中在控制硅质碎屑层序及其边界面发育的地质原理上。沉积物可容纳空间这个概念，连同假定（或限定）的沉积物注入速率，构成了大西洋型大陆边缘前积性盆地充填数学模拟的基础。这些模拟及其涉及的储集相、延续性和地震层序发育方面的错综关系，是本报告的主题。虽然模拟中的一些基本假设为反映碳酸盐沉积作用特性必须加以修改，但是针对硅质碎屑层序开发出来的这些原理，对碳酸盐岩层序也是适用的。

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

二、可 容 纳 空 间

要使沉积物堆积下来，在基准面之下（在基准面之上将出现侵蚀作用）必须存在可供利用的空间。在大陆边缘，基准面受海平面的制约，并大体上相当于海平面。尽管事实上我们掌握了反映任何区域内海洋能量变化的另一个海洋平衡剖面，但是为了这项讨论，我还是认为海平面限制了海相沉积物的堆积。这个可供潜在沉积物堆积的空间称为可容纳空间。

可容纳空间是海平面升降变化和构造沉降二者的函数。本文中设海平面变化是全球性的，并与大陆边缘构造沉降无关。这个假设对某些靠近大洋中脊线的发散边缘可能不完全可靠，发散边缘处岩石圈冷却作用和构造沉降可能控制了长周期海平面变化。构造沉降指盆地底板受到某些作用时下陷，其中最重要的作用（在发散边缘上）是岩石圈冷却作用和沉积负荷作用。沉积物柱的压实看作是次一级影响（它在基准面之下为沉积物的堆积创造了附加的空间），而不包括在这里所用的可容纳空间的概念之内。

图 5-1 说明了一个盆地中不同的构造沉降条件下的三个点上发育的可容纳空间。在这个例子中，在任一部位上构造沉降由直线表示，直线的斜率等于构造沉降的速率。在所有的三种情况下，海平面变化由相同的光滑曲线表示。在这三者的每一种情况下，这种描绘可容纳空间随着时间发展的曲线，可以通过构造沉降曲线和海平面升降曲线的简单相加得到。可容纳空间的变化等效于相对海平面的变化。

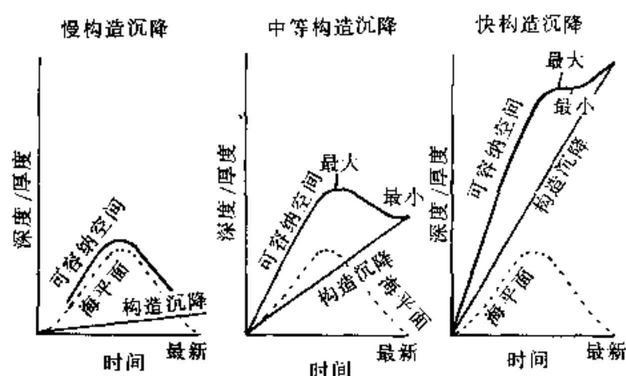


图 5-1　沉积物可容纳空间与海平面变化及构造沉降的关系

在发生缓慢构造沉降的部位上，在最高海平面附近获得最大可容纳空间。当海平面下落到起始位置，可容纳空间降到仅仅反映构造沉降的一个数值处。随着构造沉降速率的增加，由图 5-1 中诸图解的时间零点算起，最大可容纳空间出现的时间渐次滞后。在盆地极其迅速的构造沉降盛行的部位，即使海平面正在下降，可容纳空间也不会降低。如果构造沉降速率向盆地中心增加，则这三种情况可以看作代表近盆地边缘、中间和远离盆地边缘的三种部位。因此，图 5-1 所示的可容纳空间发育中的变化是受地理上控制的，并且是可以预测的。这些变化对堆积沉积层序有极大的影响。

三、沉积物注入量

供给到盆地处的沉积物总量，是沉积物注入盆地的总速率和靠近活跃输沙带的程度的函数，让我们考虑盆地中具有完全相同的可容纳空间曲线的三个特殊定点处（图 5-2）的岩相、可容纳空间和沉积物堆积速率的关系。这些情况可以代表沿走向距沉积物点源不同距离处的三个部位。在低沉积物注入速率的部位，我们发现，可容纳空间总是超过沉积物的堆

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

积，因此发育相当大的水体深度。偏泥的海相地层沉积于距海岸线有一段距离的部位，海岸线位于图示沉积区外向边缘区的地方。由于这些海相沉积堆积于基准面（海平面）之下，所以堆积速率受供应速率的控制，而不能反映可容纳空间发育速率的变化。

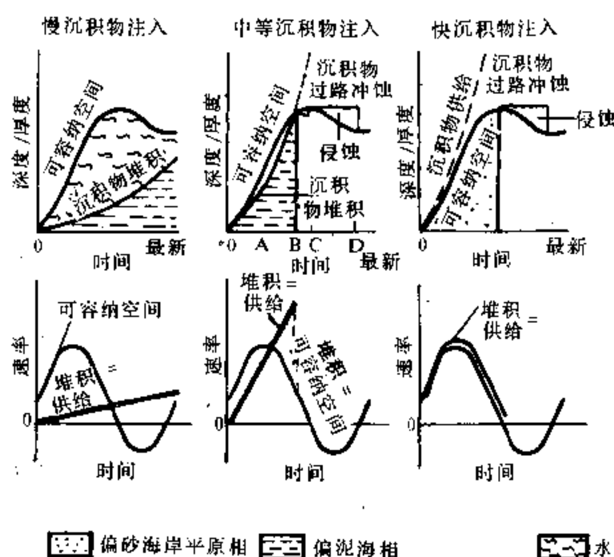


图 5-2 在注入沉积物速率变化的条件下沉积相和可容纳空间的关系

对于中等沉积物注入速率而言，海底可以加积到海平面，而相序发育非常复杂。在时间零点处，可容纳空间增长的速率超过了使沉积界面保持在海平面的沉积作用能力，于是在海岸线向图示部位的边缘地带迁移时开始海侵。在这个海侵期，水体深度增加，由在沉积物堆积曲线之上的可容纳空间曲线的高度来表示，并且在陆架上沉积了海相页岩。

随着海平面上升速率降低，伴生着可容纳空间发育速率的减小，发生海岸线的海退。在图示的盆地部位，这种海退的首要证据是偏泥的前三角洲的海相沉积。随着海相的快速沉积，海退持续发生，直至海底沉积物加积至海平面及海岸线在图 5-2 所示的部位再次出现。此后，沉积物供给超过可容纳空间，沉积物表面保持在海平面处，并且砂质海岸或三角洲平原沉积物堆积下来。没有能够容纳的过剩沉积物过路冲蚀到盆地方向。可容纳空间发展的速率降低至零，海平面的下降引起可容纳空间减少，并使图示位置先前沉积的沉积物有可能遭到侵蚀作用。

在偏泥的海相沉积期间，堆积速率是供给速率的函数。然而，当达到基准面时，可容纳空间的发育速率控制了堆积作用速率。当可容纳空间的发育速率为负值而且堆积作用停止时，侵蚀作用可能出现。

在快速的沉积物注入速率的部位处，沉积物供给总是超过可容纳空间。在可容纳空间发育时期，偏砂海岸平原相或三角洲平原相在海平面或近海平面处堆积。这里，堆积作用速率是可容纳空间的函数。过剩的沉积物向盆地区过路冲蚀。在可容纳空间减少期，有利于早先沉积的海岸平原相的侵蚀及伴有陆上侵蚀面的发育。

以上讨论说明了可容纳空间的发育与陆上侵蚀的时间之间的关系。这样形成的侵蚀面是非常重要的地层层序和地震层序的边界。海相无沉积作用面或间断面也是地质记录中非常重要的不整合，它们的发育与可容纳空间的快速增加有关。图 5-3 阐述在图示盆地部位中等沉积物注入量的条件下，可容纳空间与无沉积作用的时间关系。

在图 5-3 的时间零点上，出现低海平面的海滩，并且沉积下来海岸线相。继而，海平面开始上升，由于可容纳空间增加，海岸平原偏砂的沉积物堆积下来，直到时间 A 点。在时间 A 点，可容纳空间增加的速率超过使沉积界面保持于海平面的沉积能力，并在海岸

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

线向图示位置的朝边缘区方向迁移时开始海侵。在这个海进期，水深增加，无沉积作用在此区盛行。在碎屑注入量大幅度减少期(A 至 B)，诸如海绿石质残余砂岩、磷灰石、黑色有机质页岩或碳酸盐岩之类沉积物可以在这个盆地部位中堆积下来。碎屑沉积作用限于近滨和图示部位向边缘区方向的海岸平原地带。

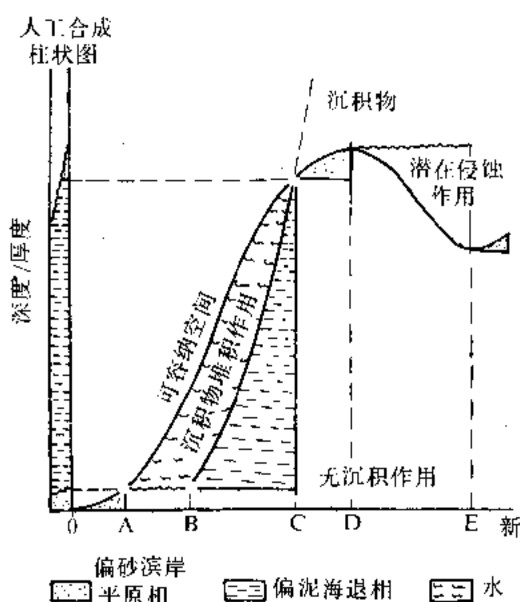


图 5-3　在中等沉积物注入速率条件下的可容纳空间和沉积物堆积作用

随着海岸地区可容纳空间发育速率的降低，在时间 B 处无沉积作用停止了，使得在海岸线处发生前积作用，海退相开始堆积。此后的海退沉积层序和潜在的陆上侵蚀作用，与图 5-2 描绘的中等沉积物注入量的情况相似。如果沉积物注入速率低，无沉积作用期将延长。另一方面，如果沉积物注入速率高，在可容纳空间发育条件相同的情况下，可能不会出现无沉积作用期。

可容纳空间的快速增加，有利于区域性海相间断面的产生。局部间断面很可能反映由水系或海流体系的迁移引起沉积物注入量的变化。在间断面发育上，构造沉降和海面升降的区域和全球控制作用是本文进一步讨论的主题。

在时间格架中论述的这些沉积数据可以投到深度或厚度轴上，获得一张人工合成地层柱状图。沉积于时间 B 点和 D 点之间的海退层序，是一个下面以间断海相不整合为界、上面以不同程度削截的陆上不整合为界的沉积单元。因此，图 5-3 包含了一个在可容纳空间增加量减弱时期中形成的前积沉积层序。

四、复合旋回

海平面变化和构造沉降相结合，产生了可容纳空间随着时间的变化。这种情况在以前的例子中用一个简单的海平面升降旋回作了说明。图 5-4 和图 5-5 说明了在稳定下沉盆地中与 6 个海面升降旋回有关的 6 个可容纳空间变化旋回中几个沉积单元的发育情况。图 5-4 表示在某一特定的盆地部位低沉积物输入量的情况。继时间零点附近一次海进（它与快速的可容纳空间发育速率有关）之后，出现三个被无沉积作用期分隔的海相沉积物的沉积作用旋回。这些沉积事件反映海岸线向图示位置的边缘区方向前积，相当于倾斜的陆坡远端或前三角洲边沿的底积层单元。在无沉积作用的海侵阶段，当海岸线向边缘地带迁移时，沉积间断面发育。在这个模型中，沉积间断面的发育出现在可容纳空间迅速增长的条件下，而前积作用与可容纳空间发育速率降低有关。

在旋回 3 结束处，可容纳空间的显著减少使该旋回的海相沉积物暴露而遭受陆上侵蚀(图 5-4)。侵蚀速率用虚线的斜率表示。在旋回 4 中可容纳空间增加使沉积物在侵蚀面上重新堆积。在图 5-4 部位的这个旋回期间，海岸平原沉积物沉积下来，直至可容纳空间的发

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

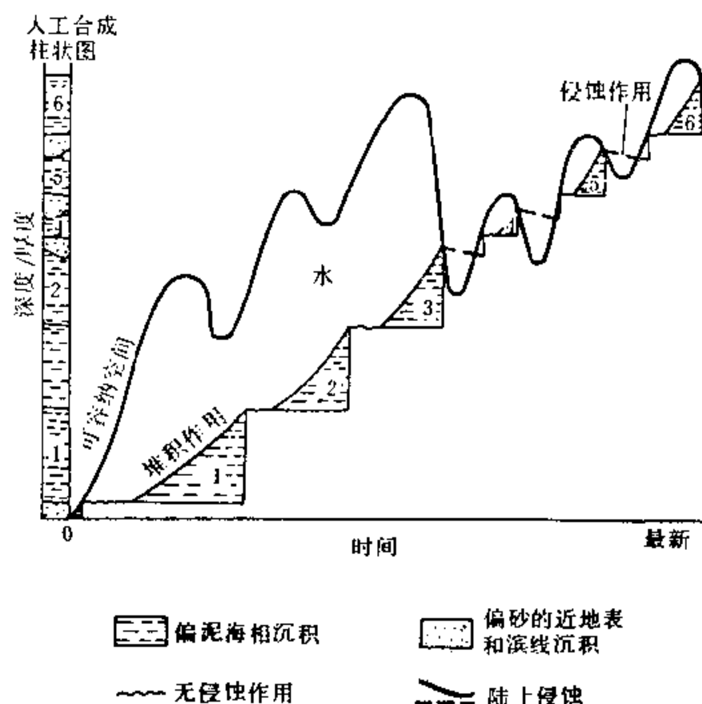


图 5-4　在低沉积物供应速率的情况下沉积物的堆积作用与可容纳空间的关系

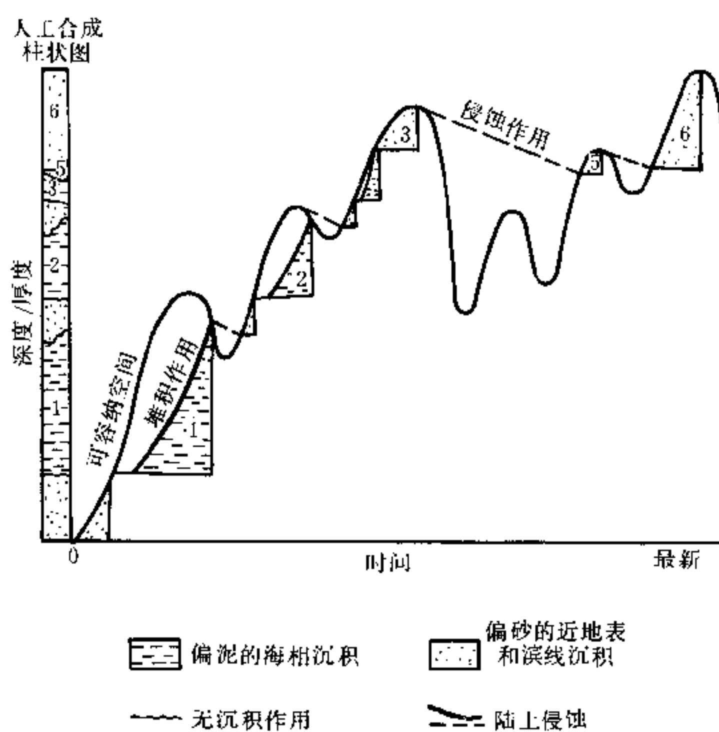


图 5-5　在高沉积物供应速率情况下沉积物的堆积作用与可容纳空间之间的关系

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

育速率超过使沉积界面保持在海平面上的沉积作用的能力。然后出现海侵和无沉积作用，紧接着，由于可容纳空间增长速率下降而发生前积作用。海相沉积物的沉积作用持续发生，直到可容纳空间减少和海平面下降到使沉积物暴露而遭受陆上侵蚀为止。这种无沉积作用、沉积作用和侵蚀作用的旋回形式，在旋回 5 和 6 中重复出现。

图 5–5 阐述了沉积物注入速率很高的状况。这里，初始快速的可容纳空间发育与很厚的海岸平原沉积物层序的沉积相伴生。在图 5–4 位置处海平面最大上升期短暂的海侵之后，接着发生海退及前三角洲或陆坡沉积物的沉积。沉积物的堆积作用非常迅速，以致在可容纳空间降低期间，海相层序暴露地表而遭受陆上侵蚀。在旋回 2 中沉积物的堆积作用与旋回 1 中描述的相似。然而，在旋回 3 中，前三角洲沉积迅速的堆积作用使沉积表面加积至海平面，并且由于可容纳空间的连续增长，堆积下来海岸平原或三角洲平原偏砂沉积物的厚层序。

随着旋回 3 和 4 中可容纳空间的相继降低，出现一个持续的长侵蚀期，在此期间，旋回 3 的沉积物遭到深深的削截。由可容纳空间曲线表示的基准面，一直保留在活跃遭受剥蚀的大陆表面之下，直到旋回 5，在这个时期，海平面的上升使基准面抬升至侵蚀面，海岸平原沉积物可以沉积下来。在这个沉积幕之后，紧接着发生第 6 旋回期的削截作用和新增加的偏砂沉积物的沉积作用。

图 5–4 和图 5–5 的综合柱状图代表模拟期间产生的垂向层序。显然，连续剖面趋向于保存在低沉积物注入量的部位，而高沉积物注入速率区则截然相反，在那里，强烈的侵蚀削截可能与可容纳空间减少相伴生。

这些海相沉积旋回是前三角洲前倾斜坡的向上变粗的层序。这种结构梯度（textural gradient）反映了三角洲海岸线前积时期的进程。在可容纳空间增长期，在这些前三角洲层序加积至海平面的地方（如图 5–5 的旋回 3），它们被河口沙坝和（或）海滩相复合体覆盖，继而再被以三角洲海岸前积的经典模式中的三角洲平原相或海岸平原相覆盖。这些是高水位三角洲。我们可以设想，由于可容纳空间不断降低，所以三角洲复合体中的各个三角洲叶状体层序将很厚，并因楔入前三角洲页岩而界限分明。

在可容纳空间减少期间，在前三角洲加积至海平面的地方，如图 5–4 和 5–5 所示的许多旋回，出现低水位三角洲的沉积作用。来源于盆地边缘和被侵蚀物质的沉积注入物，通过深切谷开出水道直至海岸。极少或没有任何三角洲平原的沉积物可以堆积下来，而砂汇集到水下沉积斜坡下，并以丘形浊积相或前三角洲砂楔的形式沉积下来。

继早先的高水位和低水位沉积物的削截和下切之后，接着由于海平面上升而增加的可容纳空间，导致各种河流的、河口湾的和滨线沉积的堆积，这些沉积物尽管在图示旋回中显示具有很大的厚度，但是可能很薄。这些沉积物可以充填在下切地形中，或者仅仅是海侵相的一个薄层。如图 4 和 5 的无沉积作用期所指示的那样，发育于海侵期的沉积间断面，是以前提到的各种非碎屑类型沉积改造和堆积的场所。

这些评述是可容纳空间的变化对环境与相发育的大比例尺模型的影响作更全面探讨的序言。它们有助于指出调查研究的范畴，并且有助于指明进一步研究可能证明的一些论点。

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

五、模　　型

前面的讨论已经介绍了在特定的盆地部位可容纳空间的发育、沉积物的堆积和环境相之间的定性关系。为了阐明这些相互作用，针对前积大陆边缘研制了一种盆地充填的数学模拟。该程序模拟在时间和空间格架中给定海平面变化、构造沉降和沉积物注入量的条件下沉积层序的发育情况。所产生的模拟地震剖面，说明了可容纳空间、沉积作用和地震层序之间某些基本关系。

象所有的数学模型一样，模拟是对涉及许多简化的假设的实际情况的逼近。它的目的在于阐明沉积作用原理和与重大地质作用有关的地震地层解释。模型中的数学问题包括了楔形剖面基本几何形态中的前积作用和海侵作用。模型本身不包括其它沉积形态，如海相披盖或上超式深水层序，但是在适当的情况下，在模型格架中，从概念上讲是能够相容的。

1.沉积几何形态

大多数包含远景储集砂层的硅质碎屑沉积层序，在倾向剖面上的几何形态基本上呈楔形（图 5–6）。层序下面以侵蚀不整合或无沉积不整合或可以与之对比的整合为界，它们通常反映沉积物注入的间断或基准面的变化。在其堆积作用期间，虽然有侵蚀作用、无沉积作用和沉积物的过路冲蚀可能与层序的发育相伴随，但是层序的上界面仍以沉积表面为界。层序上的沉积作用面可以分为两段：（1）加积作用部分，它保持在海平面（基准面）上或接近于海平面；（2）前积作用部分，沉积作用面向海方向倾斜并接近它的底界面。层序中前一种沉积作用面是年代地层界面或等时线，其结构反映了沉积几何形态和后继的压实作用及构造沉降作用。

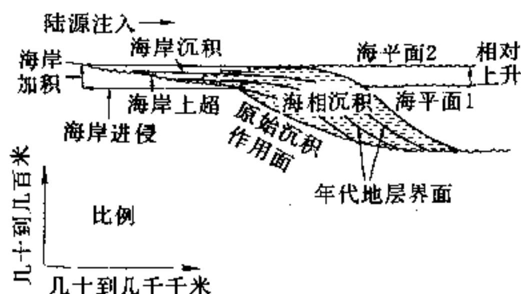


图 5–6　发育于沉降盆地中的楔形沉积层序（据 Vail 等，1977）

加积作用指沉积层序垂直向上的建造。在相对于构造沉降和（或）全球海平面变化发生相对上升条件下，在沉积物注入速率足以使沉积表面保持在海平面或接近海平面的地方，发生加积作用。因此，加积作用速率取决于可容纳空间发育速率。在下伏不整合之上的加积沉积物的海岸上超和海岸进侵与加积作用相伴生。因此，活跃的沉积物堆积带向盆地边缘扩展。

前积作用指由于添加了海相沉积物，水下沉积斜坡朝向海的方向或横向上的建造。沉积斜坡的形成是海岸线或陆架边缘的向海方向上沉积速率渐次降低的结果。在初步逼近中，在一活跃的前积大陆边缘上的海岸线，在沉积表面的加积和前积段之间，形成了坡度上的转折（坡折），虽然可能发育一个窄的海相陆架和沉积物过路冲蚀带，跨过它沉积物被搬运到沉积斜坡。由于不同的海底作用，包括因海流和整体搬运机制造成的沉积物再分布，前积沉积斜坡的角度保持在 1° 到 5° 范围内。前积作用导致快速的海岸沉积带向海扩展。

前积作用速率与可容纳空间发育速率及原始盆地的水深成反比。这是确实的，因为在恒

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

定的沉积物注入量条件下，可容纳空间的发育得越快，越需要更多的沉积物保存在加积沉积中。此外，深水需要一个长的沉积斜坡，结果是沉积物以一低的总体沉积速率分布于广阔的区域上。

加积沉积由海岸和三角洲平原的富砂相组成，诸如河流和决口扇沉积及伴生的页岩相，包括洪积平原、沼泽和分流河道间湾或泻湖沉积。虽然滨线和近滨的海相砂质相可以过渡为前积相，并在活跃的海退条件下（见下述讨论）可以认为它们是前积相的一部分，但是在这次研究的比例尺中，通常把滨线和近滨海砂质相看作为加积的产物。

由于经由搬运悬浮的粉砂和泥质在海岸外发生大规模沉积作用，所以前积相一般是富泥的。大部分携带到海岸的砂被波浪裂流（wave residual current）在当地集中起来。潮汐流和风成流可以把砂搬运到陆架边缘，而陆架边缘的密度流能把这些沉积物再分布在大陆坡上。某些环境（有待进一步讨论）有利于密度流的形成，因而富砂相在大陆坡上可能占主要地位。虽然长时期密度流搬运形成的浊积扇本身可以作为沉积层序加以识别，但是本文把这些浊积扇看作是前积作用的一部分。

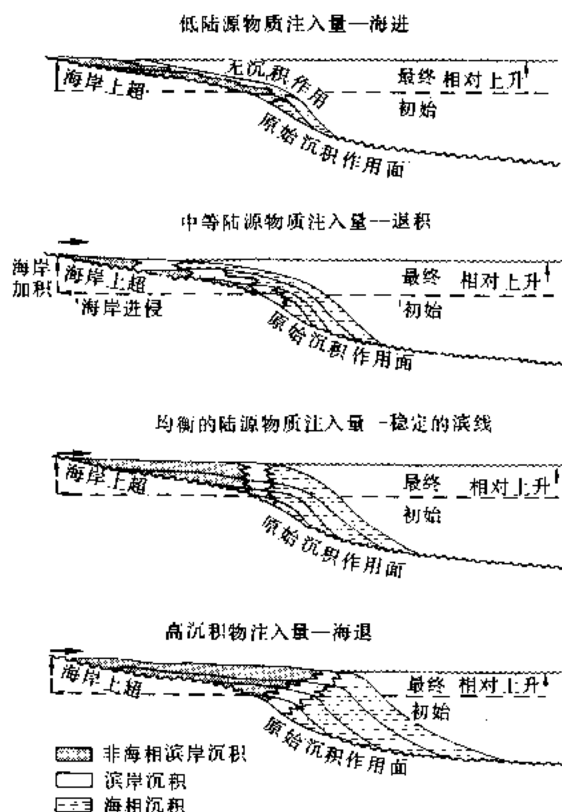


图 5–7 在海平面相对上升期的海侵、退积、海退和海岸上超

在海平面相对上升期间陆源碎屑注入速率决定了产生哪种情况

（据 Vail 等，1977 修改）

由于砂沿着海岸聚集，所以在层序中滨线的位置具有重要的意义。图 5–7 阐述在给定的海平面相对上升条件下，沉积物注入速率在决定海岸沉积几何形态上的作用。本文使用的术语海侵，指伴随着无沉积作用和宽阔的非补偿陆架的发育（正是许多现代陆架区的特征），海岸线向陆或向边缘地带的移动。这种情况是由低沉积物注入量及海平面相对上升引起的。海侵与海岸线的退积（retrogradation）不同，在退积中，海岸向陆地或向边缘区方向的转移与沉积斜坡的前积和陆架上明显的加积作用相伴生。海侵与残余陆架上经过再加工的粗砂和非碎屑沉积物的产生相伴生，而海岸线向陆地方向退积一般以递变的碎屑陆架沉积（即海岸处的沉积物最粗，向岸外沉积物变细并更富含钙质）为特征。

沉积物注入量也可以与相对海平面上升取得平衡，从而在整个前积作用持续发生期间滨线保持静止不动；或者是在高沉积物注入速率情况下，出现海退或海岸向海方向移动，从而众多向陆地方向的相带覆盖在众多向海方向的相带之上。随着沉积物注入速率或海平面上升

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

（可容纳空间增加）速率的改变，在层序沉积期间，层序发育的这些类型中的任一种，都可能转化为任何其它类型。

2.模型的几何形态和参数

在限定沉积物注入量和可容纳空间发育的条件下，数学模型模拟了沉积层序的发育。所作的假定是，模拟的大陆边缘是由沉积在模拟之前的基岩上的沉积物棱柱体组成的。如果认为棱柱体平行于盆地边缘的长度由盆地的规模来限定，则垂直于盆地边缘（倾向方向）的棱柱体横切面的面积是棱柱体体积的线性函数。因此，由周围高地注入到盆地的沉积物注入量就可以由限定棱柱体横切面面积的增长速率来模拟，而模型横切面就代表任一棱柱体的横切面。在模拟棱柱体横切面中的年代地层线，就代表下述讨论中所指的面。

实际上，一个沉积棱柱体是由横向联结和纵向叠置的叶状沉积体组成的，它们是由水流体系沉积下来的，如由加积相和前积相组成的三角洲。处在模拟的比例尺情况下（见下一节），可以把这些小型地形的复合体通过概括得到一个简化的层序几何形态。在其最简单的情况下，这个横剖面的几何形态是一个沉积楔（图 5-8）。沉积楔的基底为下伏模拟前的基岩所限定。沉积表面由下列组成：(1) 海岸平原或三角洲平原，其下富砂相加积到定义为海平面的基准面上；(2) 向海倾斜的沉积斜坡。

如图 5-8 所示，当发生前积作用时，模型的海岸线位于海平面处的倾斜斜坡顶端。考虑到除了大型河流在靠近陆架边缘处发育了三角洲之外，现代陆坡上缺乏明显的沉积作用，这种假设看来是合理的。然而，需要强调的是，在比本文描述的模拟更精细的情况下，偏砂的加积相可能包含互层的滨海和海岸沉积物。当模拟海侵时，海岸线向陆地方向移动，并形成广阔的陆架。随着构造沉降的持续，陆架—陆坡的坡折带逐渐变深。

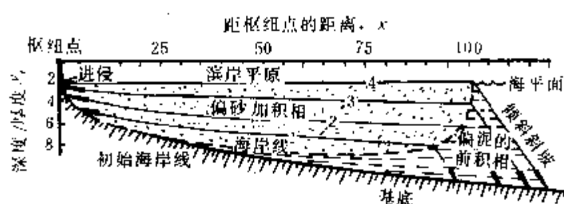


图 5-8　模拟前积大陆边缘的沉积楔模型
（单位是任意的）

根据正弦式海平面升降曲线，模拟的层序沉积作用从全球海平面低水位期开始。这里报导的模拟中，采用了平滑的对称函数曲线，因为推动这项工作的部分原因是确定对称性海平面升降是否能够说明实际观察到的层序几何形态。

选用的全球海平面变化的周期和幅度与根据地震地层观察对这些变量的范围所作的估计是一致的(Payton，1977)。对于本文提出的模型，假定在四百万年的周期中海平面的变化约为 61m（200ft）。层序的发育出现在三维时间和空间格架上。模型的空间由一距离和深度或厚度的坐标系来限定，有一原点在盆地边缘的构造枢纽点（hinge）处。当对应某固定基准面度量运动时，枢纽点是基底面不发生沉降的部位。构造沉降发生于枢纽点的向盆地方向，其沉降速率向盆地中心方向增加。在离开枢纽点某一给定距离处，沉降的速度是固定的。描述构造沉降的数学函数允许基底面断离原始结构，以得到凸凹起伏的模拟基底剖面。

模拟程序从指定控制数学运算的适当关键参数值开始。这些参数包括全球海平面变化的幅度和周期、原始滨线位置、在原始滨线处的构造沉降速率、滨线处基底的原始高程和按模型横剖面面积增加速度规定的沉积物注入速率。对于以下各节提出的模型，采用了同样的盆

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

地构造沉降剖面，以便于其它变量影响的比较。模拟的 3—5cm／ka 构造沉降速率与 Pitman 和 Golovchenko（1983）对美国东海岸大西洋边缘裂谷早期阶段所报导的构造沉降变化范围相一致。沉积斜坡的坡度也是指定的，但是沉积斜坡坡度的变化对本文报导的模拟结果影响极小。

除了全球海平面不可能上升到枢纽点高程之上以外，模拟过程中这些参数可在任何组合方式中变化。模拟结果表明，数学是很得力的：就是说，模拟假定中的极小变化不会引起输出结果的重大变化。这里所示的模型是选来说明主要结论的。

图 5-8 展示了通过沉降着的大陆边缘上的一个模拟的前积碎屑层序的倾向横剖面，那里的海平面保持不变。在这种情况下，可容纳空间仅仅通过构造沉降获得。我们在时间 $t=0$ 距离 $x=20$ 处，指定了一个初始海岸线位置，那里的原始海平面与基底面相交。在沉积物注入速率不变（剖面面积以固定速度增加）情况下，我们让该层序通过四个时间单元发育起来。任一时期形成的碎屑楔的大小和当时的海岸线位置，是根据这种要求确定的，即沉积年代地层面之下的面积，必须等于模型对该时期限定的面积增加速率的积分。在这种情况下，因为速率是恒定的，层面 1、2、3 和 4 之下的面积是给定速率的简单乘积。例如，层面 2 之下的面积，正好是层面 1 之下面积的两倍，是层面 3 之下面积的 2／3。

图 5-8 说明，在层序发育时期，偏砂的加积相在基底面上向枢纽点方向进侵，而前积相向盆地方向扩展。海岸线追踪着两个主要类型岩相的交点。虽然海岸平原沉积表面 1、2、3 和 4 在沉积时是水平的，处于海平面上，但是由于沿着剖面方向构造沉降速率不同，在构造沉降时期，它们变形成为曲面。倾斜斜坡沉积表面也发生了变形，但是变形程度很小，因为它们处于速率缓慢变化的狭窄带上。

图 5-8 还说明了可容纳空间的发育和水深对前积作用速率的影响。由于沉积物越过浅水盆地分布，所以前积作用开始时相当快。然而，由于持续的构造沉降，盆地加深了。此外，随着海岸线向盆地中心移动，前积楔碰到速率更高的构造沉降。随着海岸平原的加宽，越来越多的沉积物必须贮存在加积相中，而投入到倾斜斜坡的前积上的数量就减少了。于是，前积作用速率降低了，而海岸线则到达一个以加积作用为主的一个稳定部位。

当全球海平面变化与构造沉降伴生时，沉积层序的几何形态可能变得相当复杂。图 5-9 追踪了在沉降边缘上一个海平面升降旋回中沉积层序的发育情况。在时间 $t=0$ 处，开始了一个不变的沉积物注入速率。在 $t=2.5$ 附近，前积作用开始快速的减缓，并开始退积（retrogradation）。这种由前积作用向退积作用的转化，反映了由于海平面上升速率增加而引起可容纳空间发育速率的增加（见图 5-9 的海平面升降曲线）。在 $t=3$ 处，由于可容纳空间发育速率非常大，足以使所有沉积物存于加积相中，故前积作用停止。这种海平面迅速上升的后果，可以通过查阅图 5-9 的 $t=3$ 加以鉴别。根据时间 $t=4$ 处的楔形剖面所作海岸线位置的计算，应当把倾斜斜坡（陆坡）放在 $t=3$ 处斜坡的朝向边缘方向，如图中虚线所示。从体积的观点看，这在地质上是不合理的，它将要求对 $t=3$ 之前沉积的沉积物作侵蚀性再分配，并加到时间 $t=4$ 沉积的楔状体中。倾斜斜坡的海底侵蚀在局部很可能是重要的，但是推想对于决定大型大陆边缘的几何形态上重要性很小。更何况，正如以前定义的那样，模拟的假定前提是，在可容纳空间发育速率增长的条件下，当前积作用停止时，开始海侵作用。

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

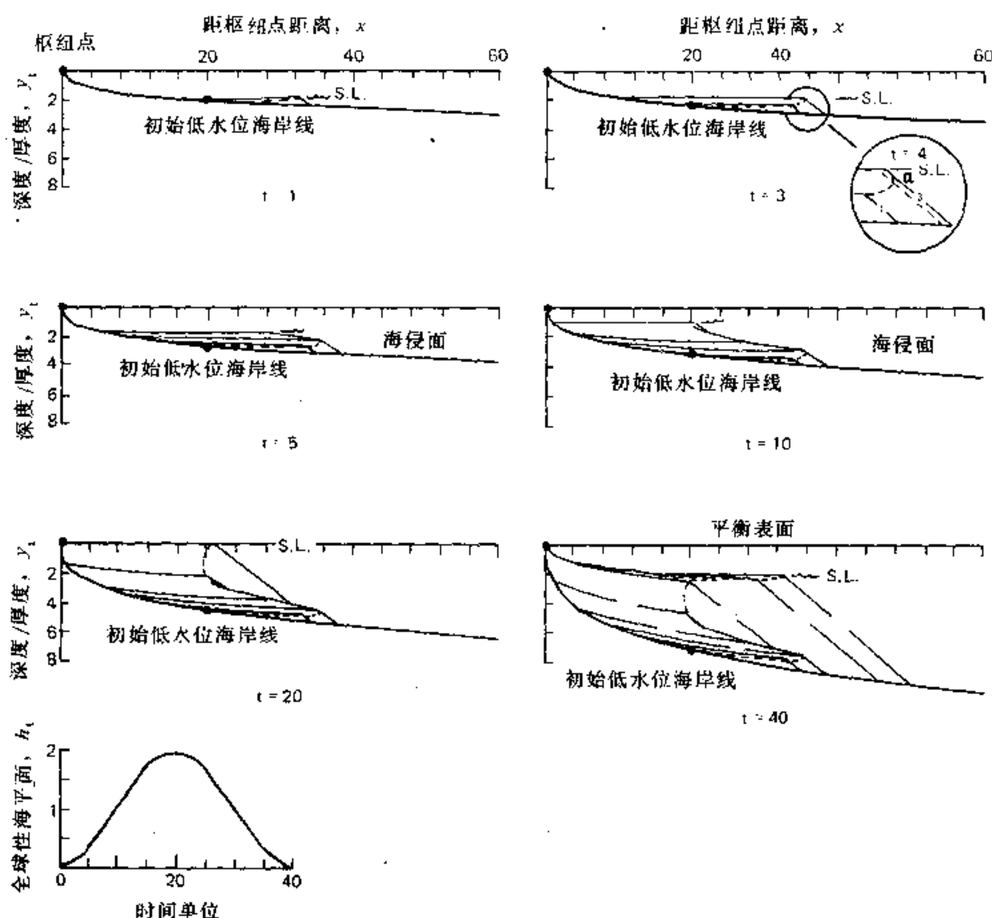


图 5–9　在一个海平面升降旋回（如文所述）中具有低至中等沉积物注入速率的模拟沉积层序所发育的几何形态

所有单位都是人为规定的。垂向夸张很大。对于时间 $t=40$ 处的模式剖面，年代地层界面以时间单位标记

图 5–10 表示在越过盆地基底开始前积作用期间的地质情况。前积作用与曲流河沉积横向上合并的宽阔的海岸平原的发育相伴生。海岸是主要河口附近的三角洲沉积和三角洲之间的滩、坝、浅海以及海湾沉积的复合体。倾斜斜坡上的偏泥沉积物是粉砂和粘土，它们是以悬浮状态搬运到陆架边缘三角洲的河口之外，或者是由风力流或潮流越过狭窄陆架过路冲蚀搬运的。

作为海侵的一个序幕，很可能，由于海平面上升而使可容纳空间发育加快，将导致港湾状海岸线的形成。这些港湾将是河口湾相和横向上过渡为活动的河流相沉积带的沼泽泥炭的堆积场所。

在本次模拟的假定中，在时间 $t=3$（图 5–9）处开始的海侵，导致一个没有碎屑沉积的间断面的发育。可容纳空间快速的增长，要求所有的沉积物在加积相中贮存下来。随着海侵作用的进行，在海侵面上没有任何沉积物供给的同时，海岸平原相在海岸向枢纽点方向一方

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

沉积下来。实际上，海侵面是一个宽阔的陆架。在图 5-9 中，这种陆架区的发育持续到相对海平面上升的速率开始下降时间 $t=10$ 为止。

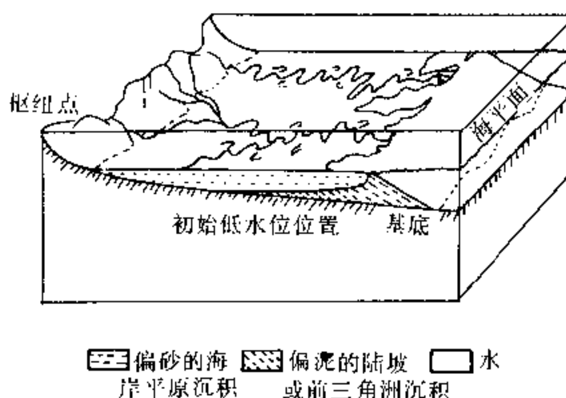


图 5-10 前积的几何形态和相，海平面上升，可容纳空间增加

图 5-11 描绘了在海侵期模拟的地形和几何形态。河口湾沉积物堆积于海侵海岸线之后的大型港湾和海岸平原的淹没地带。在可容纳空间增长的条件下，海岸平原相持续加积。在陆架上，海岸沉积物被波浪和海流改造形成薄的残留陆架、砂坝和浅滩。海绿石质砂、磷灰石和富含有机质的页岩也可以堆积在陆架上，还有厚的碳酸盐岩，它们可能形成一个重要的非碎屑加积和（或）前积成分，但不包括在本模型中。

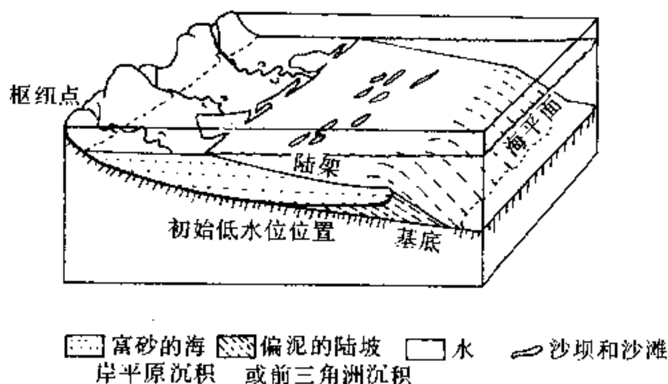


图 5-11 在海侵和宽阔的陆架发育期的几何形态和相，海平面上升，可容纳空间增加

随着可容纳空间增长的速率开始降低，海侵面的倾角增大，以响应海岸平原的扩展。正如某些时间点上所示（图 5-9，$t=10$），这个海侵面的倾角达到模拟倾斜沉积所限定的坡度，并且越过这个海侵沉积间断面开始了海退和前积。可容纳空间的发育缓慢下来意味着能够贮存于加积相中的沉积物越来越少，而投注于斜坡的沉积物体积增加了。因此在时间 $t=10$ 以后，越过沉积间断面的前积作用的速率增加。

在时间 $t=20$ 处（图 5-9），全球海平面上升到最高点，随着海平面开始下降，在朝枢纽点的区域内，可容纳空间减少，因为那里的海平面下降速率大于构造沉降速率。与此同时，在向盆地方向，构造沉降速率仍然大于海平面下降速率，可容纳空间继续发育。根据定义，由于海岸平原处在海平面上，所以在数学上可以表明，随着海平面下降速率增加，滨岸平原的向枢纽点方向的边缘必然向盆地方向迁移。这个边缘位于海平面下降速率等于构造沉降速率的地方。模拟假定，平衡沉积表面将在海岸平原的朝枢纽点方向形成；这个表面的高程将是距枢纽点距离的指数函数，等于内海岸平原边缘处的海平面高程。模拟业已证明，这个平衡表面是沉积表面，只要任何海岸平原发育着。

图 5-12 显示在海平面下降期的沉积几何形态。在朝枢纽点方向可容纳空间的降低，由于滨岸平原变窄，导致海岸平原边缘向盆地方向迁移。在这些条件下，可能没有加积作用，大多数沉积物贮存于斜坡中。这种情况对相的发展有重要影响（在下一节讨论）。在这个平

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

衡表面之下堆积了冲积沉积物，并且造成了宽的冲沟、辫状河流体系和洪泛平原。如果按照实际比例尺显示，这些加积相是很薄的，虽然在这里垂向夸张很大，在图 5-9 中也不能描绘出来。

在图 5-9 中由时间 $t=20$ 到 $t=30$，海平面下降速率增加。在这样的海平面下降条件下，并伴以中等沉积物注入速率，则海岸平原不复存在，并且在海岸线处可容纳空间降低。由于以前沉积的海岸平原和冲积沉积物被剥蚀掉，故在这种情况下将导致形成侵蚀性平衡表面。因为没有发育海岸平原，所以没有加积相的堆积，所有的沉积物都贮存于倾斜斜坡上。图 5-13 说明了这种情况。由于基准面在海岸处下降，故流经冲积平原的河流体系变成了下切式的。因为基准面迅速下落使陆架区域缩小，所以在极靠近陆架边缘处可能形成小型扇三角洲。冲积和沿岸—滨线阶地可能是常见的地貌特征，这种地形反映了海岸带的相对上隆。由于地形下切，沿着滨线有利于点源的发育，而砂可能下落聚集在倾斜斜坡下方，在密度流的作用下堆积成上超式的深水层序。砂也可以作为前三角洲缓坡相堆积在倾斜斜坡上。因此，偏砂的斜坡和浊积扇沉积可能与海平面下降期海岸平原的贮存能力的减弱有关。

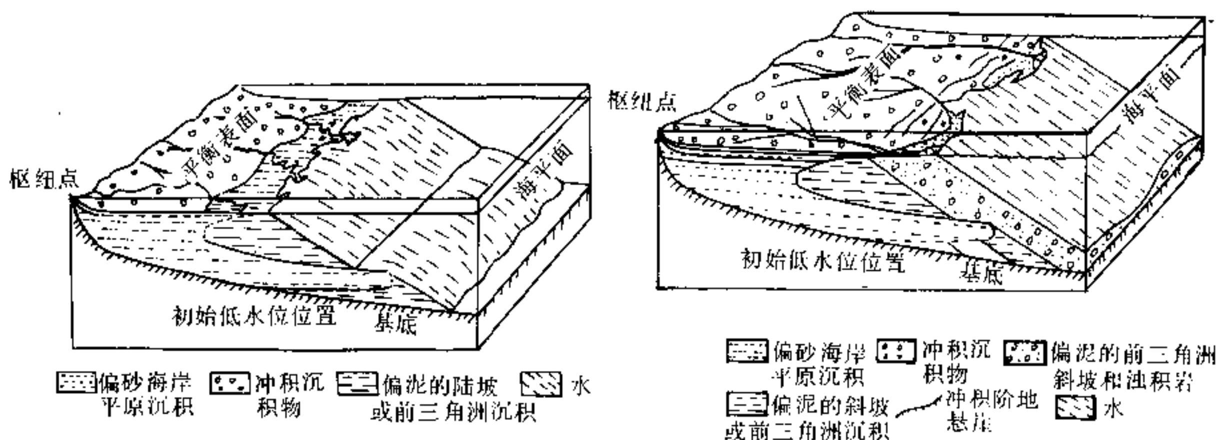


图 5-12　海侵之后前积作用的几何形态

海平面下降，可容纳空间在朝枢纽点方向的区域内降低，那里沉积了冲积沉积物

图 5-13　前积几何形态和相

海平面下降，随着地表的侵蚀和浊积相的发育，可容纳空间在海岸线处降低

从时间 $t=30$ 到 $t=40$，随着全球海平面下降速率的降低（图 5-9），因为构造沉降速率变得大于海平面下降速率，所以可容纳空间在海岸线处开始增长。海岸平原相在侵蚀面上向枢纽点方向进侵，而且海岸平原区的发育与倾斜斜坡的前积相伴生。由于砂在海岸平原和沿着海岸线贮存下来，所以砂向盆地底的密度流搬运能力减弱，砂也可捕集在沉没河谷的河口湾中。在上超的深海浊积相出现的地方，这些沉积物被埋藏在前积的斜坡沉积下面。模型提出的几何形态不包括上超的海相层序。然而，图 5-13 中偏砂的浊积相在概念上可以看作为与先前偏泥的倾斜斜坡拥有一样的上超关系。

3.模型的规模

盆地充填模型在全球海平面变化的超旋回水平上模拟了前积大陆边缘的大型几何形态（Vail 等，1977）。虽然在下述模式（图 5-15 至图 5-22）中距离和深度或厚度单位是人为

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

任意规定的，但是它们可能分别接近于几十公里和几百米。时间单位接近几百万年。因此这些模型代表了规模大约为160—960km（100—600mile）的沉积楔，单旋回厚度为150—240m（500—800ft）。图5-14说明了模型几何形态和相与沉积层序发育的关系。模型的简化前积几何形态（图5-14（a））包含相应地震层序中的大量复杂情况（图5-14（b））。内部上超和下超模式反映了活跃的沉积物注入中心随着时间的重大迁移，并限定了准层序的边界。这种规模的准层序在地震记录上是可以见到的，它们是由三角洲或海岸平原主体部分的生长或废弃引起的。准层序边界上斜坡沉积倾角的变化和三角洲相的上超，与剖面相对于上覆准层序的斜前积轴的方向有关。

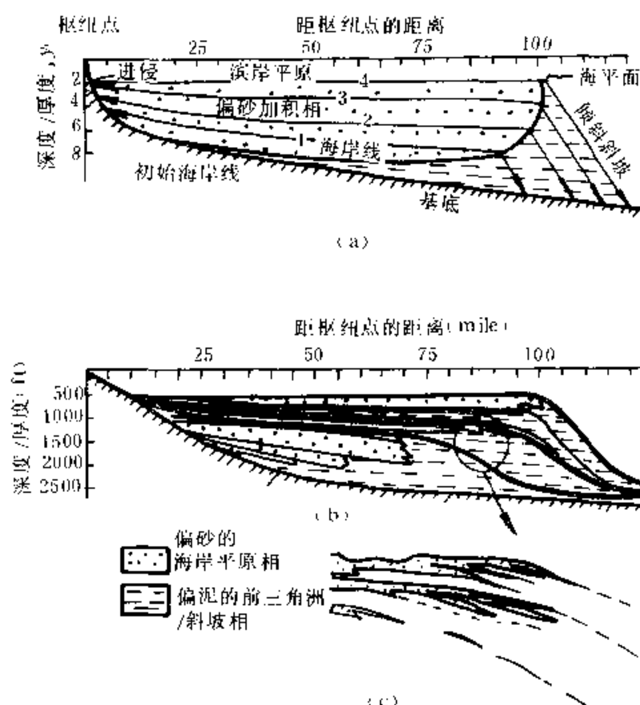


图5-14 模拟的几何形态和相与假想的沉积层序的比较

模型中分开偏砂海岸平原相和偏泥前三角洲或倾斜斜坡相的海岸线，是加积和前积指状交错沉积的平均部位。模型中沉积在大型准层序之间的浅海陆架沉积物，可能包括在海岸平原加积相中。交错沉积的性质由沿着滨线的小型事件决定。图5-14（c）（以最细的标准）表明，各个滨线前积单元构成了大型交错沉积模式。河口沙坝和海滩沙与海相页岩呈指状交错，海相页岩向倾斜斜坡附近增厚。这些基本的海岸和三角洲单元受局部地貌的控制，并在分流河道的模式上发生变化。压实作用，在模型中没有体现的一种效应，在这种规模研究中，至少和控制基准面的区域构造沉降或全球海平面变化同样重要。然而，我们设想，即使加入了局部压实效应，区域控制因素仍将明显地影响砂层的连续性分布模式。

4.选用的模型

本文选用的大陆边缘前积作用模型，是为了说明沉积层序的几何形态和相与沉积物注入速率、构造沉降速率和海平面变化速率之间的基本相互关系。这些模型代表一种初步成果，其它参数的组合可能进一步取得更有兴趣的结果。

我们的讨论可以从代表低、中等和高沉积物注入速率的三个沉积层序模拟开始，三个模型中控制构造沉降和海平面变化的参数保持不变（图5-15）。注意在距枢纽点20个单位距离处，找到初始低水位海岸线位置，那里的海岸位于时间 $t=0$ 处。在模拟剖面形成中包含四个时间单元，在这个时期出现一个海平面升降旋回，而盆地底面的沉降，使原始海岸线高程下降到枢纽点之下-2个单位到-7个单位左右。在时间 $t=4$ 处，海平面已经下落到它的原始高程。

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

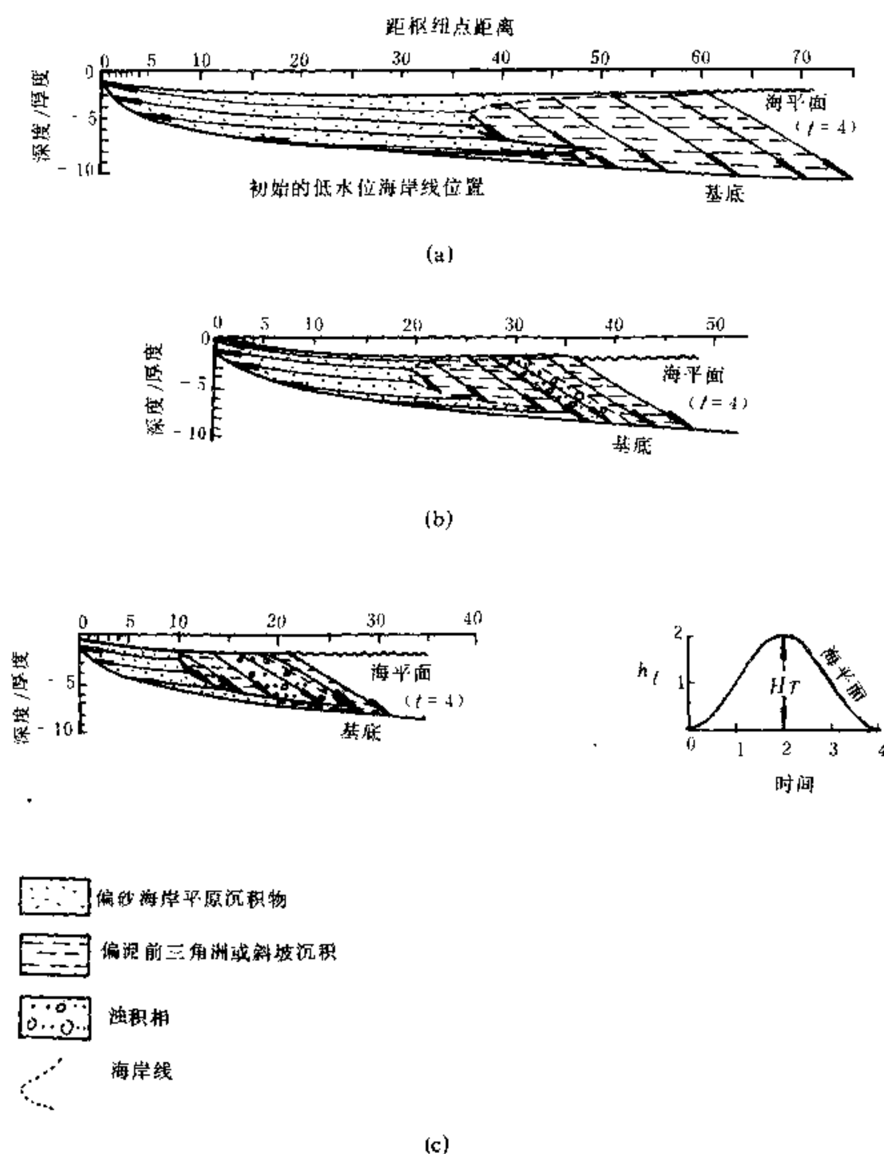


图 5-15 在一个海平面升降旋回期间沉积层序发育的模拟

如图所示沉积物注入量由快速 (a) 向中等 (b) 再向低速 (c) 变化。所有的单位都是任意的，垂向夸张很大。时间单位标记的年代地层界面模拟了地震反射，旋回终止由箭头表示。参数 h_t—高于初始低水位位置之上的海平面高程；D_0—初始低水位海岸线位置；K—控制构造沉降速率的常量；C_1—控制基底高程的常量；A—沉积物注入速率；H_T—海平面变化的幅度；t_T—海平面变化周期；(a) 图参数 $D_0=20$，$K=0.4594581$，$C_1=0.736806$，$A=100$，$H_T=2$，$t_T=4$；(b) 图参数 $D_0=20$，$K=0.4594581$，$C_1=0.736806$，$A=50$，$H_T=2$，$t_T=4$；(c) 图参数 $p_0=20$，$K=0.4594581$，$C_1=0.736806$，$A=25$，$H_T=2$，$t_T=4$

图 5-15 的所有模型都显示快速的初始前积作用，反映了盆地初始的浅水性质和低的海平面上升速率。在这个初始阶段，由偏砂海岸平原相指示了基底面上的进侵和上超，而前积作用导致下超旋回的终止。由于可容纳空间的增加，故沉积物注入速率控制了初始前积作用消失及海侵作用开始的时间和位置。在快速的沉积物注入情况下（图 5-15 (a)），至时间 $t=0.4$，海岸线海退到距枢纽点约 48 个单位处。此时，由于可容纳空间发育速率增加，使

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

越来越多的沉积物堆积于加积相中，所以发生了海岸的退积作用。比较缓慢的沉积物注入速率（图 5–15）(b)(c)）使前积作用较早地终止，其海退式海岸线位于靠近枢纽点处。

与模型（a）相比，更深入的海侵也是模型（b）和（c）所具有的特征。在时间 $t=1$ 之前，当海平面上升非常迅速时，在可容纳空间发育最快期间，发生这些海侵。如果沉积物注入速率极大，不会发生任何海侵现象，但是在这个时期，前积速率将会降低。相应地发育比较厚的加积相。

在图示的模拟中，当海平面上升速率开始下降时，大约在时间 $t=1$ 或海平面上升阶段的拐点处，海侵作用停止。海侵停止的时间对沉积物注入速率并不很敏感。在低沉积物注入量的情况下，海侵性海岸线被推进到构造沉降速率很低的枢纽点附近。在高沉积物注入速度下，海进性海岸线远离枢纽点，那里的沉降速度最高。因此，在沉积物注入量和可容纳空间发育之间达到平衡，这样，不管沉积物注入速率如何，可容纳空间增长速率的任何降低，都会导致前积作用。然而，极而言之，低沉积物注入速率却总会引起比较长期的海侵作用。

在可容纳空间快速发育期，大部分或者所有沉积物都会在海岸平原上和沿着海岸聚集起来。我们可以设想，由于粉砂和粘土堆积于三角洲平原和海岸平原上，这种情况将导致总体上砂、泥比率降低。砂质沉积旋回，无论它们是来自河道体系迁移还是来自小规模海侵和前积，由于夹了厚层页岩，都可能展现程度低的垂向可能还有横向的连续性。在三角洲平原上，在这种条件下，有利于大分流间湾的形成。这些分流间湾是泥质沉积物沉积的场所。在这三个模型（图 5–15）中，直到时间 $t=1$ 之前，都出现可容纳空间的快速发育。继时间 $t=1$ 之后，海平面上升的速率的下降引起可容纳空间增长速率的下降，并且越过海侵面开始了前积作用。在基底面之上被海岸平原相连续进侵。在这三种情况中，由于海平面上升速率在时间 $t=2$ 下降至零，此时海平面达到最高，前积的速率增加了。我们可以再次预测，由于粉砂和泥优先储存于斜坡沉积单元中，海岸平原上的砂、泥比可能改善，连续性可能提高。

在海平面上升速率降低时期中开始的前积作用，在海平面下降期持续发生。随着海平面开始下降，在朝枢纽点方向的区域中可容纳空间降低，海平面下降速率等于构造沉降速率的海岸平原的下部边缘，向海的方向移动。正如以前描述的那样，在海岸平原朝枢纽点的方向出现一个平衡表面。如图 5–15（a）所示，当沉积物注入相对高于海平面下降速率时，海岸的海退（或前积）的速率相对高于内海岸平原向盆地方向移动的速率；在海平面下降期，滨岸平原往往发育。在这种情况下，在平衡表面之下发生冲积沉积物的沉积，而三角洲或海岸平原持续加积。由于海平面下降速率增加使海岸平原变窄及使加积作用减弱，偏砂的前三角洲或斜坡沉积物可能堆积下来。看来，在这个时期，由于大部分进来的沉积物贮存在斜坡上，必然引起斜坡上砂、泥比的增长。由于加积作用速率缓慢，使得细屑物质受到改造，并把它们搬运到海岸带，冲积平衡表面和海岸平原成了河流砂高度连续的堆积场所（尽管可能很薄）。

图 5–15 表明，在时间 $t=3$ 时，海平面下降速率达到最大，此后，在时间 $t=4$ 时，下降至零。在时间 $t=3$ 处的拐点，标志着平衡表面上通过海岸平原相的扩展，并始进侵和上超，同时前积作用继续发生（模型（a））。进侵是由于在时间 $t=3$ 之后海平面下降速率降低使可容纳空间增长而引起的。随着海岸平原的拓宽，更多的沉积物贮存于加积相中，前积作用速率减弱。由于可容纳空间增长速率增加，斜坡上的砂泥比率可能降低。

在沉积物注入速度相对低于海平面下降速率的模型（b）和（c）中，在海平面下降期间的事件顺序略有不同。在这些情况下，平衡表面变为侵蚀性表面。海岸线的海退速率是缓慢

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

的，所以海平面下降速率超过了海岸处的构造沉降速率，不会有海岸平原发育起来。沉积物经过下切谷被搬运到海岸带，以及由于沉积物在倾斜斜坡顶部发生倾卸，浊积相的形成有所增强。如图所示，这些浊积沉积可以与斜坡沉积合并为偏砂的叶状体，或者在斜坡底部形成丘形层序。继时间 $t=3$ 之后，海平面下降速率降低，导致了侵蚀面的进侵和上超。然而，进侵的时间晚于模型（a）（图 5-15），因为在海岸线（枢纽点附近）处的构造沉降速率缓慢，所以在可容纳空间行将增加之前，海平面下降的速率必然大大降低。

应用时间或空间图解，能够更好地研究模拟的沉积层序发育期的事件的时间和储集相与那些事件之间的可能关系（图 5-16）。这些图解除了应用距离（以枢纽点为起点）和时间（朝现代增长）轴外，均包含了与图 5-15 相同的资料。在任意时间上的累积沉积物厚度由等厚线单位表示。参考图 5-16，时间 $t=0$ 处，在距枢纽点 20 个单位处，为初始海岸线位置。随着沉积物注入速率的增加，初始迅速的前积作用更加明显并包含了更长的时间。前积作用与基底面上的进侵和上超相伴生，这种现象一直持续到海平面最高的时间 $t=2$ 时。此后，由于在朝枢纽点方向可容纳空间的减少（海平面下降），海岸平原的向枢纽点方向的边缘向海的方向（向盆地）移动。在快速注入沉积物情况下（图 5-16（a）），在海平面下降期，海岸线在向着盆地方向的远处落脚，总有一个海岸平原发育起来。这种情况之所以发生，是因为海岸带处的构造沉降速率超过了海平面下降速率，有可容纳空间供加积相使用。随着海岸平原变窄，故内海岸平原边缘靠近海岸线，但是不会与它相交。滨岸平原变窄和冲积相的发育，对于储集层质量的可能后果，以前曾经讨论过。在时间 $t=3$ 处，随着海平面下降速率降低，开始了沉积平衡表面上的进侵和上超，并且沿着内海岸平原边缘可容纳空间增加。

在低沉积物注入量的情况下（图 5-16（b）、（c）），继时间 $t=2$ 之后，在反向进侵期间，海岸线的位置非常接近枢纽点。图 5-16 表明，在这些情况下，由于海平面下降速率超过海岸处的构造沉降速率，所以滨岸平原变窄甚至消失。在平衡表面之下，滨岸平原的变窄与冲积物的沉积相伴生。然而，当平衡表面与滨线相交时，由于海平面下降速率超过海岸处的构造沉降速率以及基准面跨过陆地表面而下降，所以侵蚀作用接踵而来。冲积物和海岸平原相被侵蚀掉；图 5-16 表明，侵蚀作用程度与沉积物注入速率和海岸线位置有关，或者从根本上来说，与海平面下降速率超过海岸处的构造沉降速率的程度有关。

正如以前提到的那样，侵蚀面发展的一个可能后果是浊积相的堆积。图 5-16 说明了沉积物注入速率与浊积相的堆积时间的关系。随着侵蚀时期的延长，沉积物注入速率缓慢有利于浊流沉积的长期发育。当侵蚀作用最快即海平面下降速率最大时，浊流沉积最容易发生。由于沉积物注入速率增加和海岸进一步向盆地方向海退，那里的构造沉降速率相对高于海平面下降速率，富于浊积岩的时间或空间窗口减小。相反，如果沉积物注入速率保持不变，鉴于海岸平原很窄或完全消失，相对于构造沉降速率来说，高的海平面下降速率将增加浊积岩发育的可能性。

在模拟中假定，当基准面上升时，侵蚀作用停止，侵蚀面上开始进侵作用。在海平面下降速率降低时，开始侵蚀面上的进侵作用和上超。图 5-16 表明，当海岸线位于枢纽点附近时，那里的构造沉降速率很低，进侵的时间比较晚。在海岸平原经常存在的地方，在该处的高沉积物注入量情况下，进侵的时间位于下降海平面曲线的拐点处，因为在那种情况（图 5-16（a））下，海岸平原的边缘见于构造沉降速率与海平面下降速率相等的地方。因此，海平面下降速率的任何降低，都会导致向枢纽点方向的进侵。

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

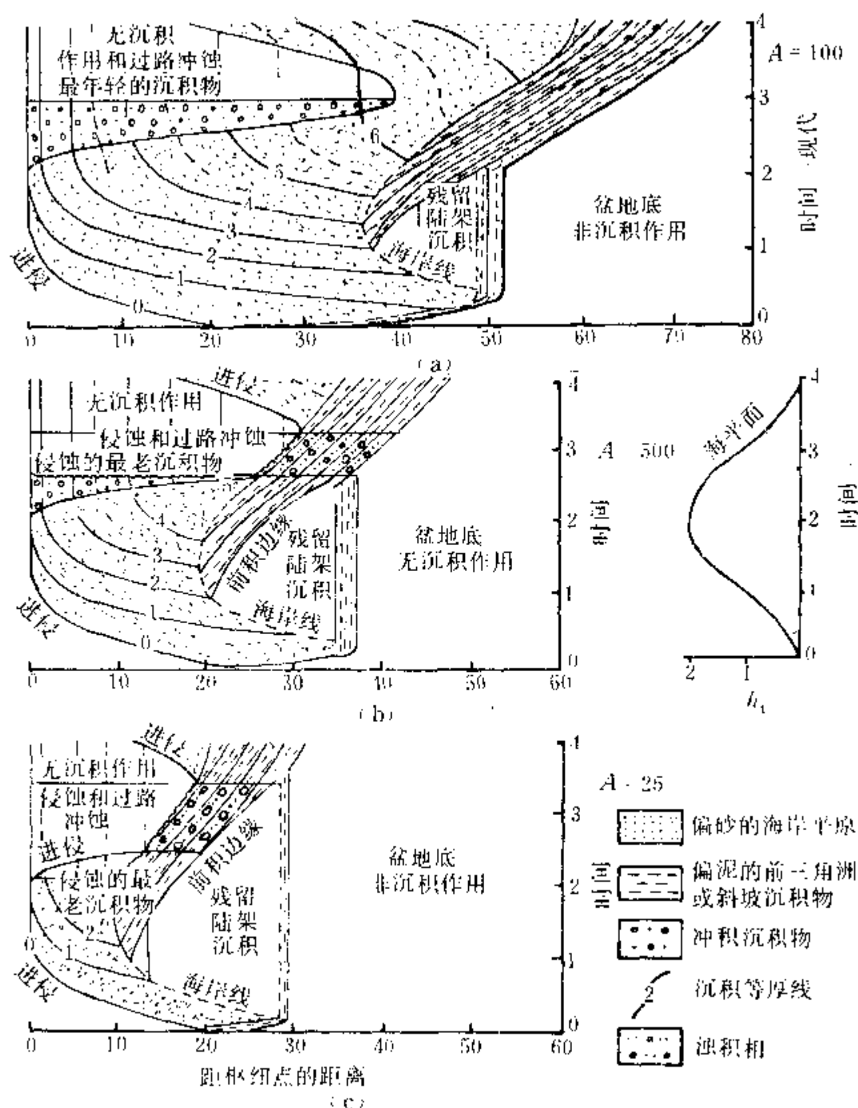


图 5–16 一个海平面升降旋回期间发育沉积层序的时间或空间模拟

沉积物注入量由高（a）变到中等（b）再向低（c）变化

在图 5–16 的三种情况中，紧随着初始的前积作用发生了海侵作用和无沉积作用。然后，可能堆积了残留陆架砂和非碎屑相（以前曾提到）。随着碎屑沉积物注入速率降低，这些相的沉积作用的时间或空间窗口增大。在时间 $t=1$ 处，海平面上升速率的降低，导致开始横越沉积间断陆架表面的前积作用。在海平面下降期，浊积相可以包含于前积层序中，或形成独特的沉积层序。平衡表面上的进侵是与斜坡的前积作用伴生的。砂在海岸平原相和海退滨线相中贮存下来，倾斜斜坡上沉积有意义的砂层的可能性减少了。

现在让我们考虑包含两个海平面升降旋回的模拟。图 5–17 说明了不同沉积物注入速率情况下硅质碎屑层序的模型剖面。它们的形成要求 8 个时间单元。图 5–17（a）、（b）中控制沉积物注入量、构造沉降和海平面变化的参数与图 15（a）和（b）的参数是完全相

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

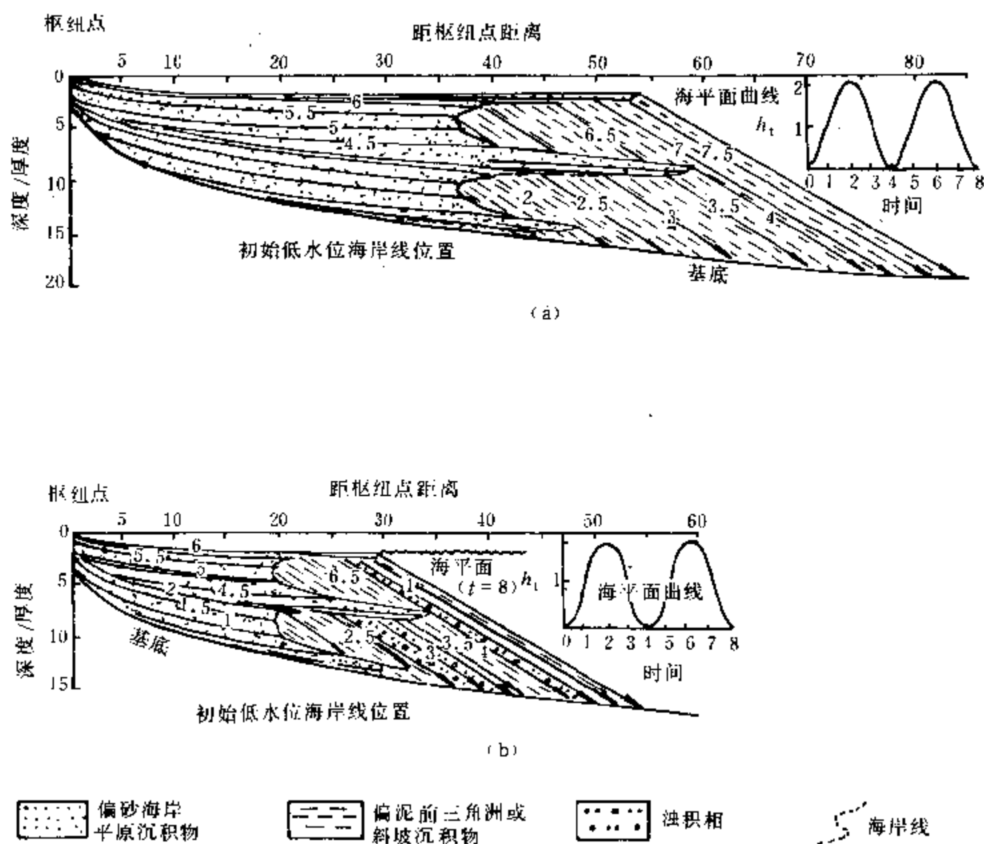


图 5-17 在两个海平面升降旋回中发育的沉积层序的模型

沉积物注入量由快 (a) 向中等 (b) 变化。所有的单位都是任意的，垂向比例尺夸张很大。用时间单位标记的年代地层界面模拟了地震反射，箭头指示旋回终止，(a) 图参数 $D_0=20$，$K=4594581$，$C_1=0.736806$，$A=50$，$H_t=2$，$t_T=4$；(b) 图参数 $D_0=20$，$K=4594581$，$C_t=0.736806$，$A=100$，$H_t=2$，$t_T=4$

同的。因此，在两个旋回模型中第一旋回的前积、海侵和进侵作用模式与一个旋回模型中的上述模式完全相同。海平面变化的第二个旋回导致海侵和后继的前积构成的一个旋回。在第一旋回海平面下降期（$t=3$ 到 $t=8$）的进侵与前积持续到第二旋回海平面开始缓慢上升期。由于海平面上升速率加快，所以前积作用停止，海进作用开始。当海面上升速率开始降低时，海岸线退缩，直到时间 $t=5$ 海平面上升的拐点处为止。在快速沉积物注入的情况下（图 5-17 (a)），前积作用接踵而来，并且持续到整个后续海平面下降期。在中等沉积物注入速率情况下（(b) 型），前积作用与侵蚀作用及浊积相的沉积相伴生。在下降海平面曲线拐点处或拐点附近（$t=7$），开始第二旋回平衡表面的进侵和上超。以前概括的关于相、连续性和可容纳空间的发育之间的可能关系，在第二旋回沉积期仍然适用，不必重述。然而，需要指出的是，在多旋回的沉积作用中，随着沉积柱的增长，倾斜斜坡将伸长，因而大陆边缘的前积受到限制。因此，总体上大陆边缘将在盆地处发生加积，以与长期的沉积物供应速率取得平衡。一旦建立了有意义的陆棚—盆地地貌，要使大陆边缘前积，就需要极高的沉积物供应速率，这种高速供应可能受构造的控制。

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

模型剖面可以看作是模拟的地震剖面，其中年代地层界面代表地震反射界面。模型中发育的几何形态造成了时间线分布的不连续性，这些时间线定义了模型中的亚地层单位。这些次级单元模拟了以不整合或与之可以对比的整合为界的地震层序。图 5–18 描述了以前讨论过的用数字表示的地震层序的两个旋回的模型。层序边界由上超和下超（退复）处的旋回终止来识别。图 5–18（a）的研究将表明，通过向枢纽点区方向的上超和向盆地的下超关系可以确定出 5 个层序。在中等沉积物注入速率的情况（图 5–18（b））下，也可能包括外加的丘形浊积岩或低水位三角洲沉积层序（层序 B 和 D）中。

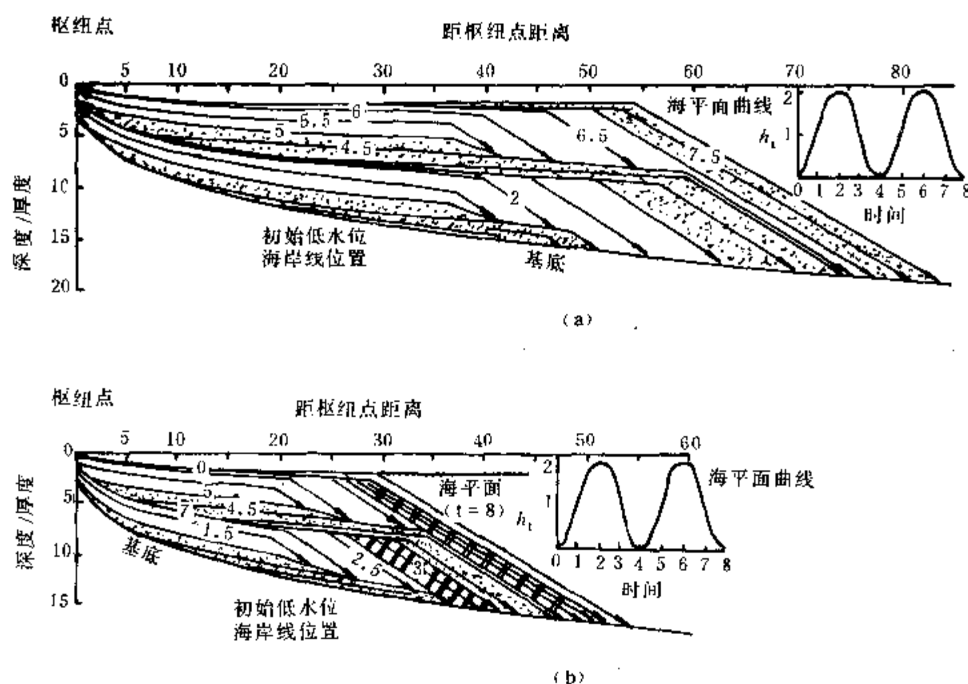


图 5–18　在两个海平面升降旋回中发育的地震层序的模拟

沉积注入由快速（a）向中等（b）变化。所有的单位都是任意的，垂向夸张很大。地震层序用字母表示；旋回终止用箭头指示。(a) 图参数 $D_0=20$、$K=4594581$、$C_t=0.736806$、$A=100$、$H_T=2$、$t_T=4$；

(b) 图参数 $D_0=20$，$K=4594581$，$C_t=0.736806$，$H_T=2$，$t_T=4$

图 5–19 和图 5–20 比较好地展示了地震层序发育及其与相的关系的时间和空间格架。在沉积物中速和高速注入两种情况下，包含地震层序的时间包络线，反映了进侵和前积的过程。以进侵和上超限定的层序边界向盆地边缘方向变得更年轻，它们反映了前积和下超向盆地中心方向变得年轻。由于海侵的穿时性质，结果以海侵沉积间断面限定的层序边界朝枢纽点方向变得年轻。在层序边界整一、即连续沉积为整合的地方，它们与无论是朝枢纽点方向或是朝盆地方向的其它地区的不整一边界是可以对比的。整边界是等时的，并且平行于地震反射。平衡表面限定了下伏层序的边界。在边界面为沉积面的地方，如图 5–19（b）所示，边界面是等时的。然而，在这个面是侵蚀面的地方，如图 5–20（b）所示，它是穿时的。在

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

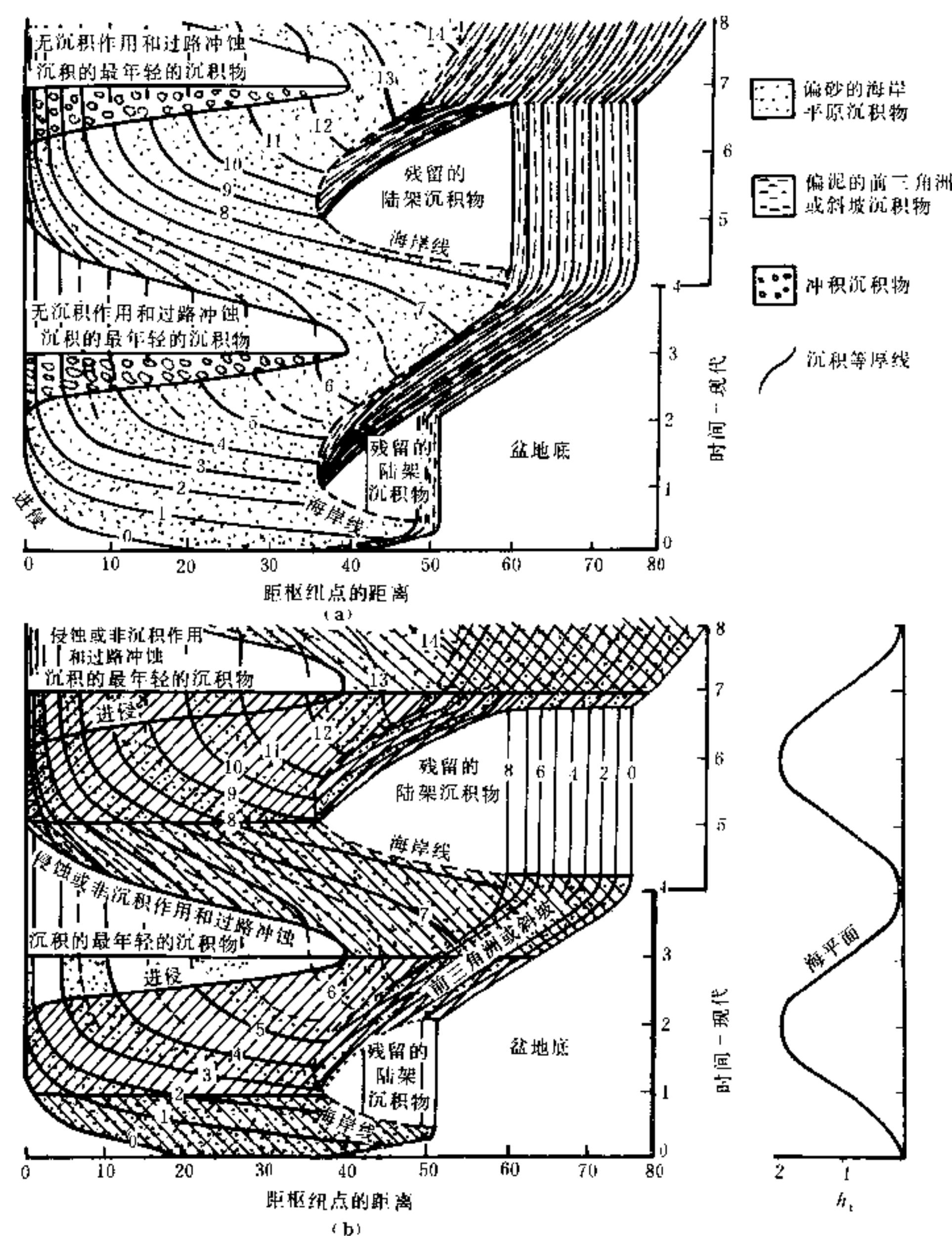


图 5-19　具有高沉积物注入速率的沉积层序的空间和时间图解

(a) 相类型；(b) 地震层序

后一种情况下，平卧的海岸平原相在朝盆地方向可能受到强烈削截，而斜坡上的倾斜地层，仅仅在海岸的表面处受到削截的改造。模型中残留陆架上的沉积物为改造过的薄碎屑层，无地震反射，并包括于图 5-19 和图 5-20 的层序 A 和 C 中。如果在这种时间或空间窗口中出现明显的非碎屑沉积，可能产生附加的层序。海侵期陆架上的过路冲蚀也可以导致陆坡的海相上超，这个过程在模型中没有模拟。

因为我们企图了解地震地层层序的全球分布与全球海平面变化周期的关系，所以确定与海平面变化有关的层序发育时代是很重要的。图 5-19 和图 5-20 说明了层序边界年龄与

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

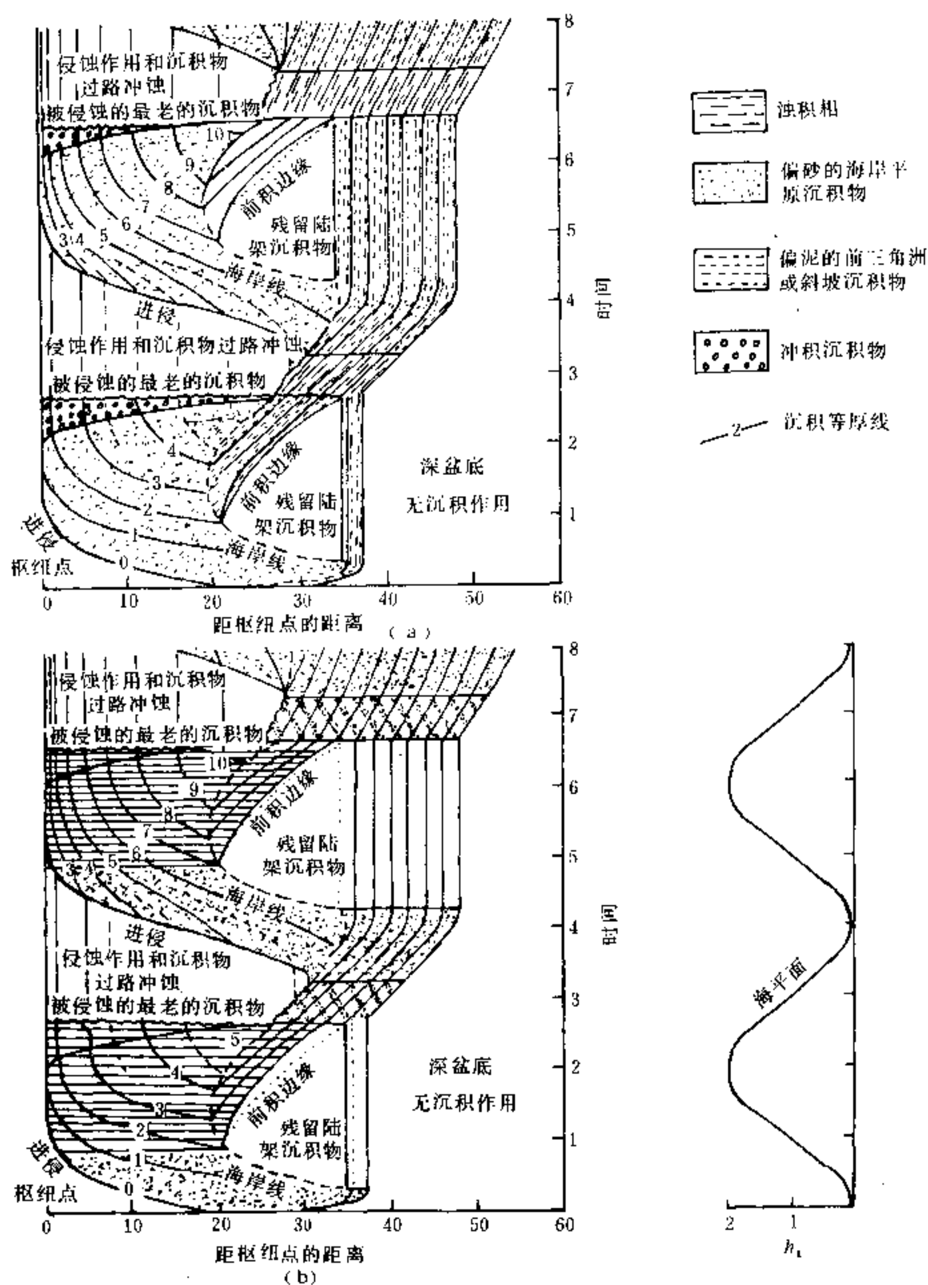


图 5-20 具有中等沉积物注入速率的沉积层序的空间和时间图解

(a) 相的类型；(b) 地震层序

全球海平面升降变化之间的基本关系。如果把地震层序看作为时间地层单位，则下部边界的最大年龄和上部边界的最小年龄决定了整个层序所代表的时间。图 5-19 和图 5-20 的检验将表明，层序边界面的年龄与海平面变化上升期和下降期速率变化的时间和最大值相对应。因此，这些时间地层单元的发育受速度关系的控制，而不是受最大海平面和最小海平面的控制。海平面升和降的幅度可能定量地控制了沉积物的分布，但是在确定层序边界发育的时间中，根本的定量控制在于沉积物注入速率、海平面升降变化速率和构造沉降速率的相互作

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

用。

让我们详细审查这些说法。参考图 5-19 和图 5-20，层序 A 上部边界的年龄接近海平面上升曲线拐点处的时代。由于在时间 $t=1$ 处海平面上升速率减弱，则对应于可容纳空间的降低，出现横越沉积间断海侵面的下超现象，据此可以识别出这个不整合边界。层序 B 中的前积和下超在整个海平面最大期持续存在。在快速沉积物注入的情况下（图 5-19 (b)），层序 B 的上部边界由沉积平衡表面的上超来限定。这种上超开始的时间是上部层序边界的年龄，并位于下降海平面曲线的拐点处。此时，由于海平面下降速率开始减缓及在内海岸平原边缘上由构造沉降产生的可容纳空间增长，所以开始上超。在中等或缓慢沉积物注入速率的情况下（图 5-20 (b)），层序 B 的上部边界由一个侵蚀平衡表面的上超来限定。高水位的前积作用持续着，直到海岸处的海平面下降速率超过构造沉降速率。这种局面的形成起因于海平面下降速率增加。"低水位"三角洲沉积或浊积扇的发育（层序 B）与海平面最快速下降同时发生。"低水位"沉积终止于侵蚀面上的上超所限定的层序边界处。由于海岸处的构造沉降速率相对的低，所以这种情况的发生比海平面下降曲线上的拐点略为年轻一些。与高速沉积物注入的情况相同，上超是由海平面下降速率降低和可容纳空间增加造成的。

由于前积和退覆（下超）的继续，图 19 (b) 和图 5-20 (b) 层序 C 跨越了海平面最低的时间。同层序 A 一样，层序 C 的上部边界的年龄由位于上升曲线拐点处（上升速率开始降低）的层序 D 退超的起始时间来限定。第一旋回地震层序讨论过的那些事件序列在第二旋回的升和降周期中重复出现。显然，速率关系控制了地震层序发育的时间。

5.具有静止期的模型

以前讨论的模型涉及到海平面的正弦变化。现在我们将考察一个海平面升降被静止期中断的模型。图 5-21 是在 8 个时间单元期间发育成的一个层序模型剖面，模型中具有上述的海平面变化特征。在缓慢的初始海平面上升期出现的初始快速的前积和海退作用之后，紧接着，由于海平面上升速率增加而出现退积或近静止期。在海平面初始上升期，由于在海退性海岸线处的构造沉降速率相对的低，故没有发生海侵。海平面上升期间的静止，导致为加积相提供的可容纳空间的减少、造成前积和海退作用速率的增加。海退作用持续到略晚于时间 $t=2$ 处为止，此时海平面上升速率加快，与此同时，可容纳空间发育加快，引起海侵的开始。与初始上升期的情况相反，由于先前的海退使海岸线向构造沉降速率高的盆地方向移动，所以继静止期之后，发生了海侵作用。高构造沉降速率和快速的海平面上升的综合效应是海侵的起因。

紧随着静止期，海侵作用持续发生，直到时间 $t=2.5$ 海平面上升曲线的拐点处，此时海平面上升速率开始下降。随着可容纳空间发育速率的降低及更多的沉积物贮存于沉积斜坡中，发生海退和前积作用。由于海面开始下降，在朝枢纽点方向区内可容纳空间减少，海岸平原变窄。在静止期之前，由于在海平面上升曲线拐点处（时间 $t=4.5$）海平面下降速率开始降低，故可容纳空间在朝枢纽点方向区开始增加，开始沉积平衡表面上的进侵和上超。在静止期，进侵作用与海退作用伴生，但是由于海岸平原上可容纳空间增加及前积作用速率的降低，在海岸平原区内这种进侵和海退达到近于稳定。紧随着静止期之后，由于海平面下降速率增加，海退作用速率增加。继静止期之后，在时间 $t=6.5$ 到达拐点处及海平面下降速率开始减缓时，另一个进侵和上超旋回开始。

图 5-21 所示的模型模拟了 4 个地震层序。与以前的模型相同，这些层序以上超或下超的不整合及与之可以对比的整合为界。地震层序由海侵面和基底上的下超关系及基底和平衡

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

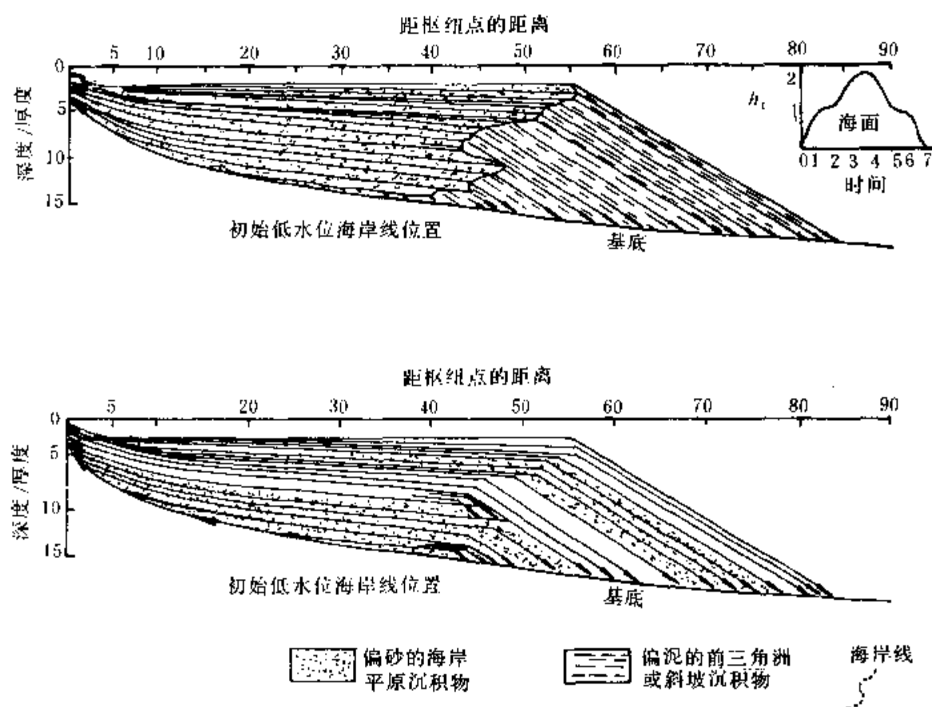


图 5-21　在带有静止期的一个海平面升降旋回中发育的沉积层序和地震层序的模拟

所有的单位都是任意的，垂向夸张很大。以时间单位标记的年代地层界面模拟地震反射，旋回终止由箭头表示。地震层序用字母表示。参数 $D_0=20$，$K=0.4594581$，$C_t=0.773361$，$A=50$，$H_T=2$，$t_T=7$

沉积表面上的上超旋回终止来识别。图 5-22 可以更好地看到所模拟的层序及其与相的关系的空间和时间格架。

这里，穿插有静止期的海平面变化速率的波动，对于层序边界的产生具有很大的影响。海平面上升速率的增加可以引起海侵，而海平面上升速率的降低导致前积和海退。层序边界产生于上升速率下降处的拐点上，如层序 A 的上部边界（图 5-22）。这些层序边界由上面发育下超前积地层的海侵面不整合来识别。进侵作用速率的变化与海平面上升速率的变化相伴生，但是由于可容纳空间是到处增长的，所以，在海平面上升期间不会出现沉积层序之间的上超边界。然而在可容纳空间增加的条件下，由倾斜前积轴形成的视上超在地震剖面上是可以经常见到的。

海平面下降速率的变化在沉积表面上形成上超和进侵的层序边界。层序边界位于海平面下降速率开始降低和可容纳空间开始增加的拐点处，如层序 B 和 C 的上部边界（图 5-22）。这些上超面可能被错误地看作为海平面变化的标志，而不是当作总的海平面下降期间下降速度变化的结果。

6.可容纳空间和堆积作用图解

让我们简短地回顾图 5-19 的情况，并考察在所选择的盆地部位，即 $x=20$ 和 $x=46$ 处的可容纳空间，沉积物堆积和相之间的模拟关系。图 5-23 提出了这些部位上的资料，我们可以把它们看作为井位。

在 $x=20$ 靠近盆地边缘处，由于可容纳空间的增加而堆积了偏砂的海岸平原相，堆积

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

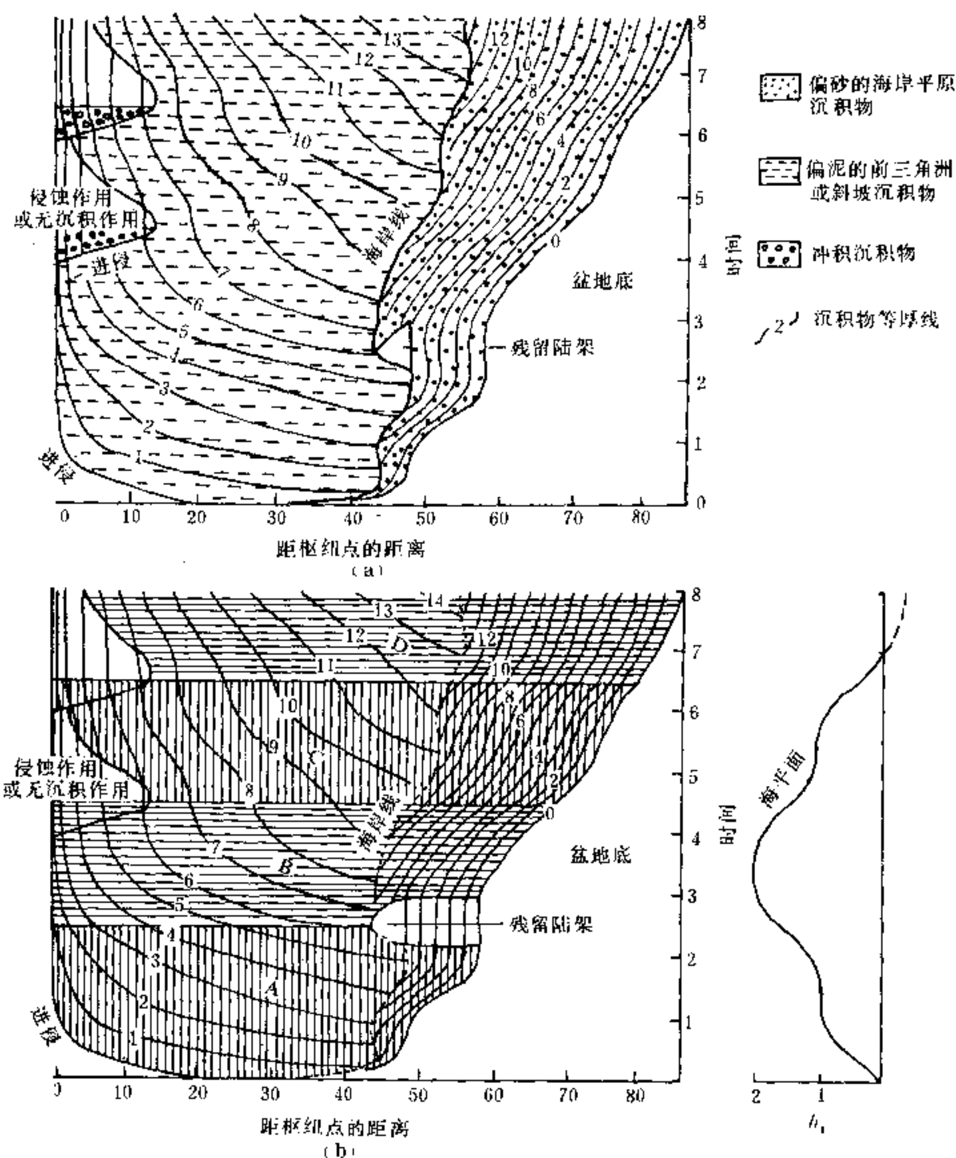


图 5-22　在一个具有静止期的海平面升降旋回中发育的沉积层序的空间和时间图解

(a) 相类型；(b) 地震层序

作用速率受可容纳空间发育速率的控制。层序位于基底上，它是在基底上上超。层序 A 和 B 之间的边界是整一的，所以在这个部位见不到它的证据。继在时间 $t=2$ 的海平面最高处之后，可容纳空间在 $x=20$ 处开始降低，在模型所假设的条件下，产生了平衡表面。冲积物在这个面上沉积，直到时间 $t=3$ 为止，此时 ($t=3$) 海平面下降❶速度减缓，接踵而来的是在 $x=20$ 处有一个无沉积作用和过路冲蚀时期，此时开始向盆地方向进侵。当时间 $t=3.8$ 时，$x=20$ 处可容纳空间开始增加，层序 C 的海岸平原相开始沉积，上超于层序 B

❶原文漏掉"下降"二字。——校者

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

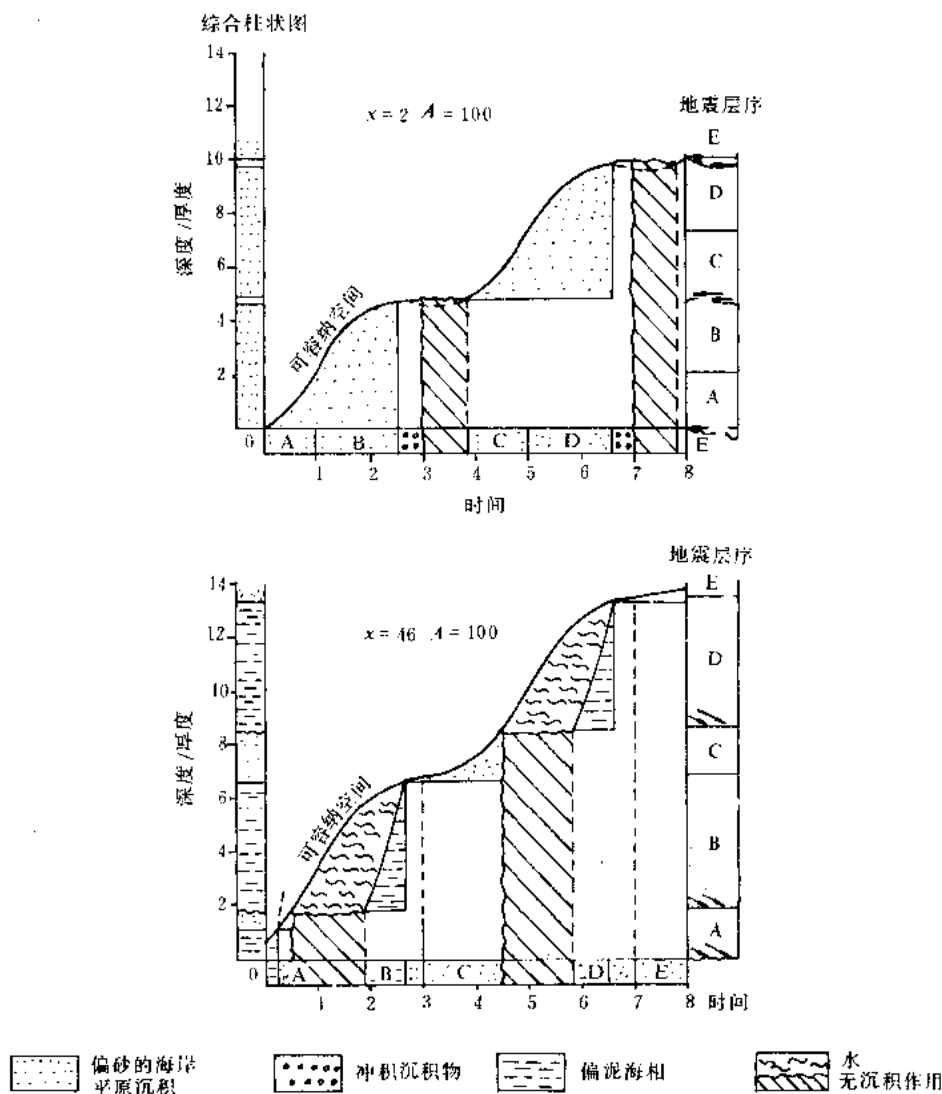


图 5–23 两个盆地部位处的可容纳空间、沉积物堆积和相

快速沉积物注入的一项模拟见图 5–19。本图表示了距枢纽点（x）的距离

的沉积表面上。海平面上升的第二个旋回在时间 $t=4$ 时开始，事件序列在地震层序 C、D 和 E 中重复出现。我们推测，在可容纳空间曲线上速率的变化，将反映在相类型和连续性上。在可容纳空间缓慢增长时期，可能发生近地表和地表沉积的强烈改造，由于细屑物质向海的方向过路冲蚀，致使砂、泥比增高。因此，在可容纳空间发育的主旋回中，低连续性储集层的透镜状点沙坝砂，向上去可能变为更为连续的席状的曲流带和辫状河道砂。

在远离枢纽点的 $x=46$ 处，沉积历史大不相同。这里的可容纳空间增长速率虽然对应于海平面的变化而有所变化，但是由于具有高的构造沉降速率，所以可容纳空间总是增高。层序的底界由偏泥的海相的下超（退超）来限定。在层序 A 的沉积期，沉积作用速率足以使海底加积至海平面。然后，偏砂的海岸平原相沉积下来，直到时间 $t=0.5$ 为止，此时在

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

模型的限制条件下，可容纳空间发育的速率超过沉积物堆积速率。一个无沉积物作用的海侵期接踵而至，并持续到 $x=46$ 的 $t=2$ 时间处，此时期海相底积层沉积于前积斜坡的趾部。注意，即使前积作用和海退在时间 $t=1$、$x=46$ 处的朝枢纽点方向区开始发生，这个沉积间断期也会几乎延续到时间 $t=2$ 处。前积层序 B 在沉积间断面上以下超的形式沉积下来，并且加积至海平面。在 $x=46$ 处，海岸平原相沉积持续发生，不间断地越过整一的 B／C 边界直到时间 $t=4.5$。此时，在第二海平面升降旋回期海平面的高速上升，引起另一次海侵，沉积事件的序列重复出现。前三角洲或陆坡和滨岸沉积的向上变粗或变厚的旋回，成为模型的人工合成地层柱状图的特征。沉积间断面之上盖以前积页岩和粉砂岩、它们向上递变为滨线砂。残留的、再加工过的砂、海绿石或其它非碎屑岩是这个沉积间断期的标志，其下伏为海岸相和三角洲相。

图 5-23 突出了这样一个明显的事实，即层序中的沉积事件主要取决于盆地位置。海平面相对变化也是盆地位置的一个函数。例如，在 $x=20$、$t=3.5$ 处，海平面的相对下降与朝盆地方向部位的 $x=46$、$t=3.5$ 处的海平面的相对上升同时发生。在快速沉降区，无沉积作用和海侵作用与其它更稳定区的连续的大陆或三角洲沉积是同时代的。

7.地震地层学意义

自从本文提交的科研成果完成以来，由盆地充填模拟得来的大量概念已经结合到地震地层学文献中（例如 Vail 等，1984）。图 5-24 说明了目前用于地震地层学分析中的相互关系。这些概念可以直接与模拟结果和预测相联系。

图 5-24（a）表示了三个层序，其中每一层序都以不整合为界。模拟说明，在海平面下降期，当可容纳空间向盆地边缘降低时，形成这些不整合。Vail 等（1984）的 1 型不整合（层序边界 1）是本文描述的过程引起的，其中的海平面下降速率超过了海岸（陆架边缘）上的构造沉降速率。然后，侵蚀作用盛行，并且沉积物经过下切谷过路冲蚀到深水。注意在这个侵蚀时期层序 1 斜形基底上的丘形浊积扇层序。相反，层序 2 上部以 2 型不整合为界。模拟表明，这类不整合很可能是海岸（陆架边缘）处的构造沉降速率超过海平面下降速率时形成的。在这种情况下，在海岸平原上，沉积物的可容纳空间连续发育，其平衡表面主要是沉积型的。因此，沉积物过路冲蚀到深水的能力减弱，大型扇的发育可能性极小。

响应相对海平面变化而产生的这种前积—海侵—前积旋回模式模型与地震层序中观察到的几何形态非常相似，见图 5-24（a）中的图解。图 5-24（a）表明，每一个主层序（1、2、3）都包含了在成因和时间上与图 5-18、图 5-19 和图 5-20 所示的模拟层序相对应的准层序（例如 1A、2A 等）。例如，模型中的海侵前的前积单元（层序 A、C、E；图 5-18，图 5-19，图 5-20）相当于图 5-24（a）的准层序 1A、2A 和 3A。这些准层序上部以下超面（DLS）即本文的海侵沉积间断面为界。下超模式是由于相对海平面上升速率下降时横越这些面的前积作用所致。准层序 1A、2A 和 3A 是低水位沉积的例证，因为它们的时间跨度是由下降海平面曲线的拐点，即当下降速率开始降低时，延伸到上升海平面期的拐点。

图 5-24（a）的准层序 1B、2B 和 3B 是在如图 18、19 和 20（层序 B 和 D）中模拟的可容纳空间增加和降低期间沉积的前积单元。由于这些层序在时间上代表了从上升海平面拐点开始，经过全球海平面的高水位，再到下降海平面拐点为止，所以这些层序是“高水位”沉积。

图 5-24（b）说明了模拟中提出的全球海平面变化和相对海平面变化与海岸上超模式、相带发育和密集段的产出之间的关系。图中显示了在相对海平面上升期间，在先前存在的地

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

表上的海岸上超和海岸平原进侵（图 5-24（b），1 和 2）。在相对海平面下降期间，当基准面降低及河流坡度和能量增加时，冲积相在枢纽线（hingeline）附近最为发育。相对海平面下降期间，冲积相的进侵和上超延续到：（1）在 2 型不整合的情况下，在海平面升降曲线拐点处相对海平面开始上升时；（2）在 1 型不整合的情况下，侵蚀作用开始削截先前沉积的沉积物时为止。例如图 5-24（b）所示层序 2 的底部，全球海平面持续下降继续到横越层序界面不整合开始发生进侵和上超。

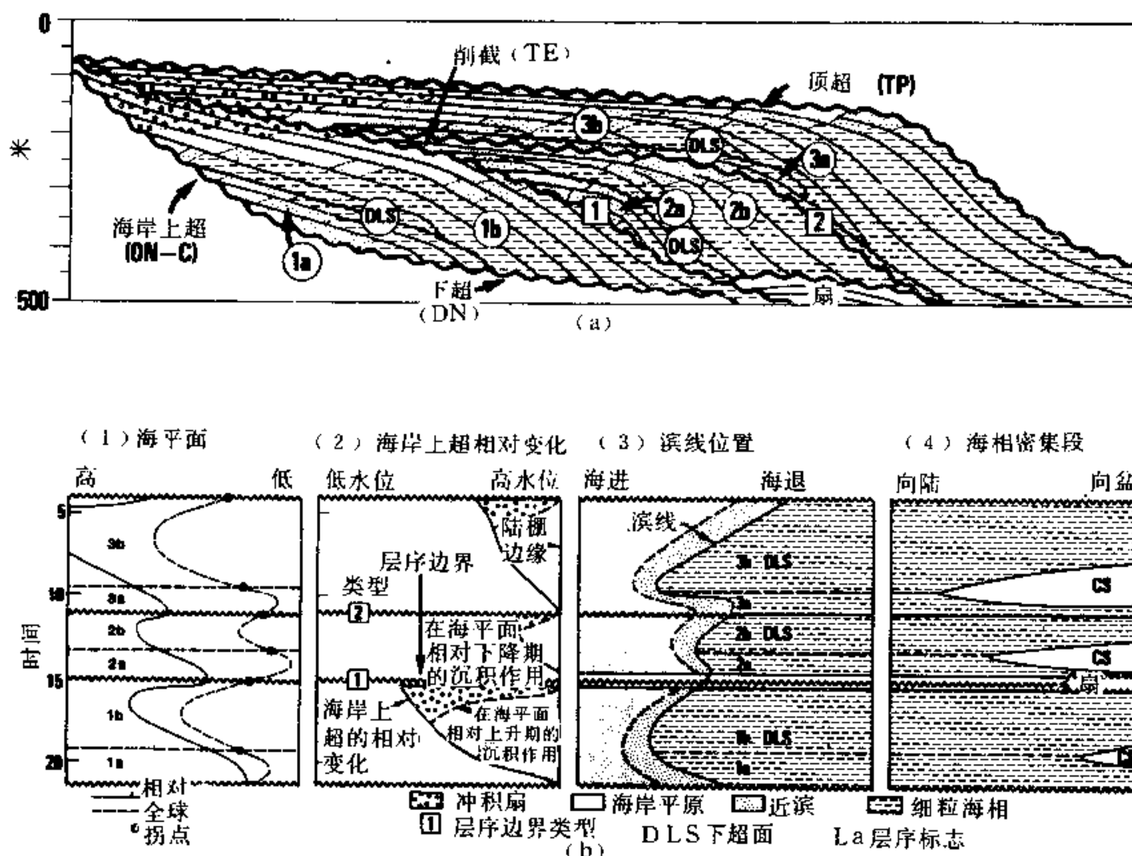


图 5-24　图解式地层剖面和表示编制全球旋回曲线所用参数的曲线图

（据 Vail 等 1984 修改；增添了海平面曲线）

（a）地层剖面，表示三种理想层序的边界类型、下超面（密集段）和相带的分布；（b）参数分类图，显示三种层序的参数和相对海平面及全球海平面在时间上的关系；CS 指密集段

在图 5-24（b）3 中表示的滨线位置的变化，简单地反映了层序发育时期海岸的海侵或海退性质。模拟预测出，海侵期的最大入侵，将发生在上升的全球海平面和相对海平面曲线的拐点处，即上升速率（可容纳空间发育速度）最大的时候。模拟还表明，密集段（图 24（b），4）或沉积间断，即本文术语中的无沉积作用时期，就发生在这个海侵时期。密集段代表当大部分沉积物贮存在海岸平原加积相中时的碎屑注入量大量减少时期。密集段所包括的时间在向盆地方向扩大，因为远离海岸的低沉积作用速率持续很久，即使在海退期也是如此。图 19 和 20 的模拟说明了这些关系，其中密集段或沉积间断时间段是和残留陆架沉积的

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

时间相同的。

全球旋回曲线（见 Vail 等 1984 的例子）展示了整个地质历史中全世界的上超和进侵模式。所显示的每一个重大旋回或超旋回，都具有在该旋回时间周期中缓慢的进侵（速率变化，如图 5-24（b）所示）并继之以该旋回的进侵点和旋回终止点突然向盆地方向移动的特征。据认为，这种进侵的几何形态直接反映了相对海平面变化的强烈不对称性。正如进侵位置迁移所提示的那样，即使是连续的构造沉降，这种相对海平面的突然下降，也只能与同样突然的全球海平面下降相伴而生。这种突然的海平面变化很难解释。本文提出的模拟说明，观察到的进侵的几何形态，可能是构造沉降和正弦式海平面变化的相互作用的结果。全球旋回曲线上展现的上超和相对海平面变化模式，反映了保存下来的沉积组合的几何形态。可以把这些模式解释为平滑变化的全球海平面和盆地构造沉降相互作用的必然结果。

六、总 结 和 结 论

由盆地充填模拟中可以导出几点结论。这里提供的结论都具有推测性，需要进一步研究验证。

（1）全球旋回曲线图所展现这种进侵和上超模式，可以发展成平滑变化或正弦变化的全球海平面。

（2）层序的发育受可容纳空间控制的地方，地震层序边界定位于海平面升降曲线上升或下降速率最大的拐点或拐点附近。

（3）在海平面下降速率超过海岸处的构造沉降速率时，极有可能发育富砂的"低水位"三角洲层序和浊积岩层序。在全球海平面曲线上的下降速率最大的拐点附近，这种情况最有可能发生。

（4）海岸平原沉积物的加积速率受可容纳空间发育程度的控制。快速的可容纳空间增长时期，可能导致泥质在低能的海岸平原环境中富集，并总体上使储集层的连续性降低。在缓慢的可容纳空间增长期，可能促使河流体系对地表沉积物进行持久的再加工，由于细屑物质被迁移到海岸，可能导致砂质连续性增强。

（5）在恒定的沉积物注入条件下，可容纳空间发育程度降低反映前积作用速率加快。当可容纳空间减少时，可能在陆架和上倾斜坡单元中砂质含量增加，导致潜在储集层的沉积。

（6）在地质记录中的海绿石质砂、磷灰石和富含有机质的页岩，可能指示快速的全球海平面上升引起的快速的可容纳空间增长期，此时，大多数碎屑物质赋存在海岸平原和滨线相中。

（魏魁生译）

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

参 考 文 献

PAYTON, C. E., ed., 1977, Seismic Stratigraphy—Applications to Hydrocarbon Exploration: American Association of Petroleum Geologists Memoir 26, 516 p.

PITMAN, W. C., III, AND GOLOVCHENKO, X., 1983, The Effect of sea level change on the shelfedge and slope of passive margins: Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication 33, p. 41–58.

VAIL, P. R., HARDENBOL, J., AND TODD, R. G., 1984, Jurassic unconformities, chronostratigraphy, and sea-level changes from seismic stratigraphy and biostratigraphy, *in* Schlee, J. S., ed., Interregional Unconformities and Hydrocarbon Accumulation: American Association of Petroleum Geologists Memoir 36, p. 129–144.

———, MITCHUM, R. M., AND THOMPSON, S., III, 1977, Seismic stratigraphy and global changes of sea level, Part 3: Relative changes of sea level from coastal onlap, *in* Payton, C. E., ed., Seismic Stratigraphy—Applications to Hydrocarbon Exploration: American Association of Petroleum Geologists Memoir 26, p. 83–97.

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

第六篇　中、新生代年代地层表与海平面变化周期

Bilal U. Haq, Jan Hardenbol, and Peter R. Vail

摘要　本文将层序地层的概念用于地震、测井以及露头资料中，以识别具有成因联系的地层及其区域不整合面或可对比的整合面。对世界上不同地区的海相露头层序地层特征进行编录和年龄标定，将导致产生新一代中、新生代海平面周期图，该图比仅用地震资料获得的周期图具更高的事件分辨率。（本文）将从岩石记录中解释出的海平面变化周期与一张综合年代地层表结合在一起。该年代地层表综合了地质年代、磁性地层以及生物地层方面的最新资料。本文将讨论形成综合年代地层表的推理过程，同时列出建立该构架所使用的资料来源。一旦建立起这种构架，则世界各地那些被认为与海平面变化对应而形成的沉积层序，便可以结合到年代地层表中去。

本文提供了4张概括了新生代、白垩纪、侏罗纪和三叠纪的年代地层表、海岸上超模式以及海平面曲线的周期图。也包括了一张大比例尺的中、新生代综合周期图（见袋内）。从层序边界获知的海平面下降相对幅度分为大、中、小三级。与每个周期中陆架最大海泛期内在陆架和陆坡上沉积物欠补偿持续时间间隔有关的密集段也做了同样的分类。总的说来，只有那些大的与某些中等规模的海平面下降产生的层序边界，才可以在地震地层分辨能力上加以识别。要分辨小型层序通常要详细的测井和（或）野外露头研究。

一、引　　言

在勘探地质中，年代地层的海平面变化框图的用途，在于它可以对地震资料获得的地质参数提供钻前预测。这样就增强了区际对比，进而获得更精确的地层、构造以及相的解释，尤其是在新探区（frontier areas）。第一张这类海平面变化地层框架图（Vail 等，1977，Vail 和 Hardenbol，1979）是地震地层学研究的产物，它以具有年代地层意义的一次地震反射的认识为基础。在这张周期图（Vail 等，1977）上的海平面变化周期源于地震资料，同时辅以从井中获得的古生物年龄控制。如今，新一代的周期图已经推出，它代表了对早先仅仅根据地震资料建立的周期图的重大改进。随着在野外露头和测井曲线上准确识别具成因联系的沉积物组合能力的增强，通过对海平面周期中不同时期形成的沉积分布模式的识别，使新一代周期图的建立成为可能。

对全球周期图的改进来说，磁性生物地层表（尤其是晚白垩世和新生代的）的最新进展非常重要。在世界不同地区众多的海相地层剖面中，已经进行了磁极反转与最容易用来确定年代的生物面（biohorizon）（化石第一次和最后一次出现）之间的直接对比。在过去的几年里，埃克森（Exxon）生产研究公司的研究人员，一直致力于根据世界不同地区沉积盆地内最新的磁性—生物以及层序年代地层资料，研究一种用层序标定的全球地层框架。经过修正的综合年代地层表是建立周期曲线图的先决条件。现行中生代与新生代的年代标度彼此无法比较，并且是根据不同的标准和方法作出的。我们认为需要一个内在统一的方法，同时我们也感到现行的年代标度可以改进。这就导致产生出一个与中、新生代海平面变化联系起来的综合年代地层框架。早期对这方面工作的总结（Haq 等，1987）加速了其成果的传播，

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

从而取得对海平面变化模型的检验和建设性反馈。本文包括了编制年代地层框架图所用方法的细节，那是在该总结中不可能包括的，并讨论了因此而得到的结果。此处展示的周期图，包括了对我们早先该总结中提出的看法的一些修正。一处重大的修改就是添加了上新世末2.4Ma处的一次重大事件，而该次事件在过去的新生代周期图（Haq等，1987，图2）中却被无意中漏掉了。

地层学的根本目的在于识别和排列有助于准确对比事件发生的先后顺序。从实用的观点出发，最好的地层对比要在不断变窄的时间限制内具有高度的复现能力。为了达到这种目的，识别和同时运用多种地层判别标准以达到最大的精确度是很重要的。由于发现和使用了平行于现行方法之外的一些独立的对比方法，因此可以预期其结果具有高度的一致性和可靠性。仅仅是在最近才得以使用的一种很好的新方法是锶（Sr）同位素地层法，它以海水中 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 的比值随时间发生的相对低幅度却很有意义的变化为依据。作为一种确定年代的工具，其前景甚为远大（Burke等，1982，DePaolo和Ingram，1985）。

我们的年代地层框架图，深深地受益于最近研制的那些有助于在露头和测井曲线上识别沉积层序的层序地层模型。它不仅有助于精确确定海平面事件的年代，而且还有助于对标准年代地层单位（阶）进行更准确的综合。

二、地质年代的标定

由于时间单位本身并非独特事物，因此我们可以通过与独特事件相联系来理解时间的流逝。同样，可通过本身的独特地质事件的顺序，或者通过与其它独特事件相伴生的、彼此可分的周期性事件，来形成地质时间变迁的概念。

唯一严格的直接测定地质年代的方法是利用同位素衰变的内在时钟。根据已知的衰变速率，根据放射性成因母体与子体元素的比例，确定被测试体系自发生（或终结）以来所经历的时间。可是，放射性年代学方法很费时，对常规的年龄测定它是一种最不实际的方法。不过放射性年龄测定可以提供一种基础，即可把其它一些测定相对时间顺序的方法，升格为实用的但是间接的年龄测定方法。

最现成的判定沉积物相对新老关系的方法是通过生物地层学方法，即通过发生在生物演化过程中的那些独特的生物事件（特征化石属种的第一次和最后一次出现）。虽然生物地层学可以将老岩层与新岩层区别开来，可它却不能测定绝对年龄。要想使之达到测定年龄的目的，必须对生物地层事件进行年龄标定，要么通过与被放射性测量标定了年龄的层进行对比，要么间接地通过它与早已确定年龄的磁极或气候事件相联系。

磁极反转事件具有相对频繁和全球同步的显著特征。因此，它们是全球准确对比最恰当的判定标准。然而，由于极性反转并非唯一性事件，所以必须把它们同其它唯一性事件，比如生物地层资料和（或）放射性测量年龄等联系起来使用。

氧同位素变化所反映的气候事件以及诸如碳同位素变化所体现的生物产率波动等其它环境事件，正日益被用于区域和全球对比中。然而，象磁极反转一样，同位素变化也只能同其它唯一性事件联系起来使用。迄今为止，详细的稳定同位素“阶”的地层表，只在距今约2Ma以来的地层记录中得到应用。

在此，我们必须就Sr同位素地层学的潜力做一评述。虽然作为确定含化石和不含化石的海相沉积物年龄的半独立方法，Sr同位素地层学获得多方面的认可，但是，为了准确地

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

将 Sr 同位素变化标定到年代地层表上去，似有许多工作需要去做。目前，这方面的最新进展（Depaolo 和 Ingram，1985；Elderfield，1986）似乎不能使 Sr 同位素地层学作为常规方法使用。

各种直接和间接测定年龄方法的限制表明：在当前可以使用的方法中，任何一种可以广为应用的年代框图，必须建立在最实际和最现成可用的对比标准（生物地层学）的基础之上，必须尽可能广泛地受绝对年龄的约束（放射性年代学），而且它的区域间对比精度又必须有一系统的全球同期事件作保证（磁性地层学）。

三、周期图建立的综合过程

海平面周期图的编制是一个涉及许多反复步骤的综合过程（图 6–1）。对建立准确的年代地层表来说，目前在微体浮游生物带与磁性反转（磁极年代）之间直接对比方面的最新进展具有至关重要的意义。不论磁极反转的数值标定怎样，这种古生物资料与磁极年代的直接对比，为古生物属种的真正延续时提供了可靠的标志，尤其是当这种对比关系被不同地区一系列剖面确定之后。当可能时，不同纬度区生物属种延续时限的叠置，可以作为生物属种最大延续时间的证据，并可使**生物带**升格为**生物年代带**（biochronozone）。这种磁性生物地层关系的协调一致，是编制全球周期图关键的第一步，也是后续综合工作的基础。

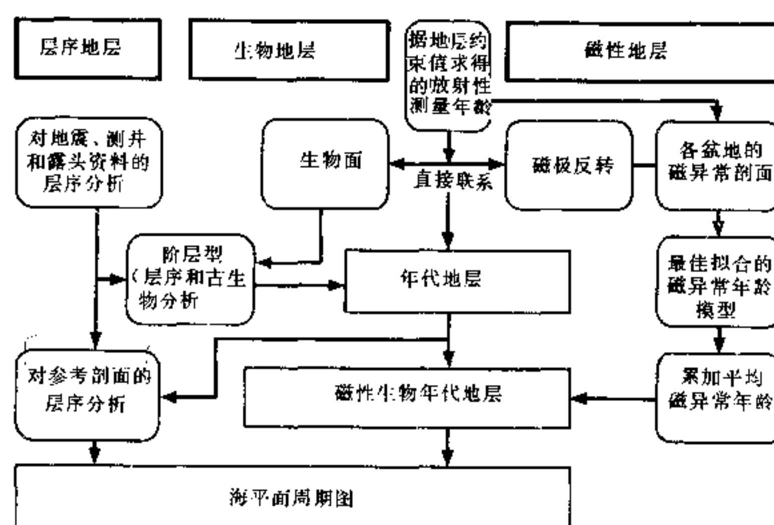


图 6–1　协调生物地层、磁性地层以及放射性测量数据的迭代流程框图

它产生综合磁性生物年代地层表，然后该流程框图与参考剖面和阶层型的层序地层资料相结合产生海平面周期图（图 6–14 至图 6–17）

反过来，磁性生物地层框架，又使得人们可以把受地层约束的放射性测定的年龄配置到恰当的磁极年代上。选择放射性年龄值的标准是：分析测试上正确、地球化学上可靠以及受生物地层的约束。经过了古生物对比之后，就可以把它们、连同其误差限度（地层误差和分析测试误差）一起放置于磁极反转框图中去。

将放射性测量的年龄与磁极年代配置完后，把这些年龄值标绘到不同大洋盆地的海底磁

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

异常剖面上去（即磁异常距扩张中心的距离），以获得最佳拟合的磁异常年龄模型，这些年龄受拐点的精确控制，而这些拐点又是取自海底扩张速率的变化可以通过对不同盆地的海底磁异常剖面进行对比加以预测的地方（图 6–2）。然后再把从不同盆地获得的磁异常年龄进行累加，以增大信噪比。本文所展示的周期图上晚白垩世到新生代的磁极标度，正是采用上述方法即使用累计平均年龄来加以标定的。这种方法减小了由放射性测定分析方法和海底扩张中心的不规则性造成的干扰。

研制周期图的下一步是把标准年代地层单位（阶）结合到磁性生物年代表中去。该综合过程包括两个既相互独立又彼此联系的步骤。首先，对阶的层型（以及磁性地层表或放射性

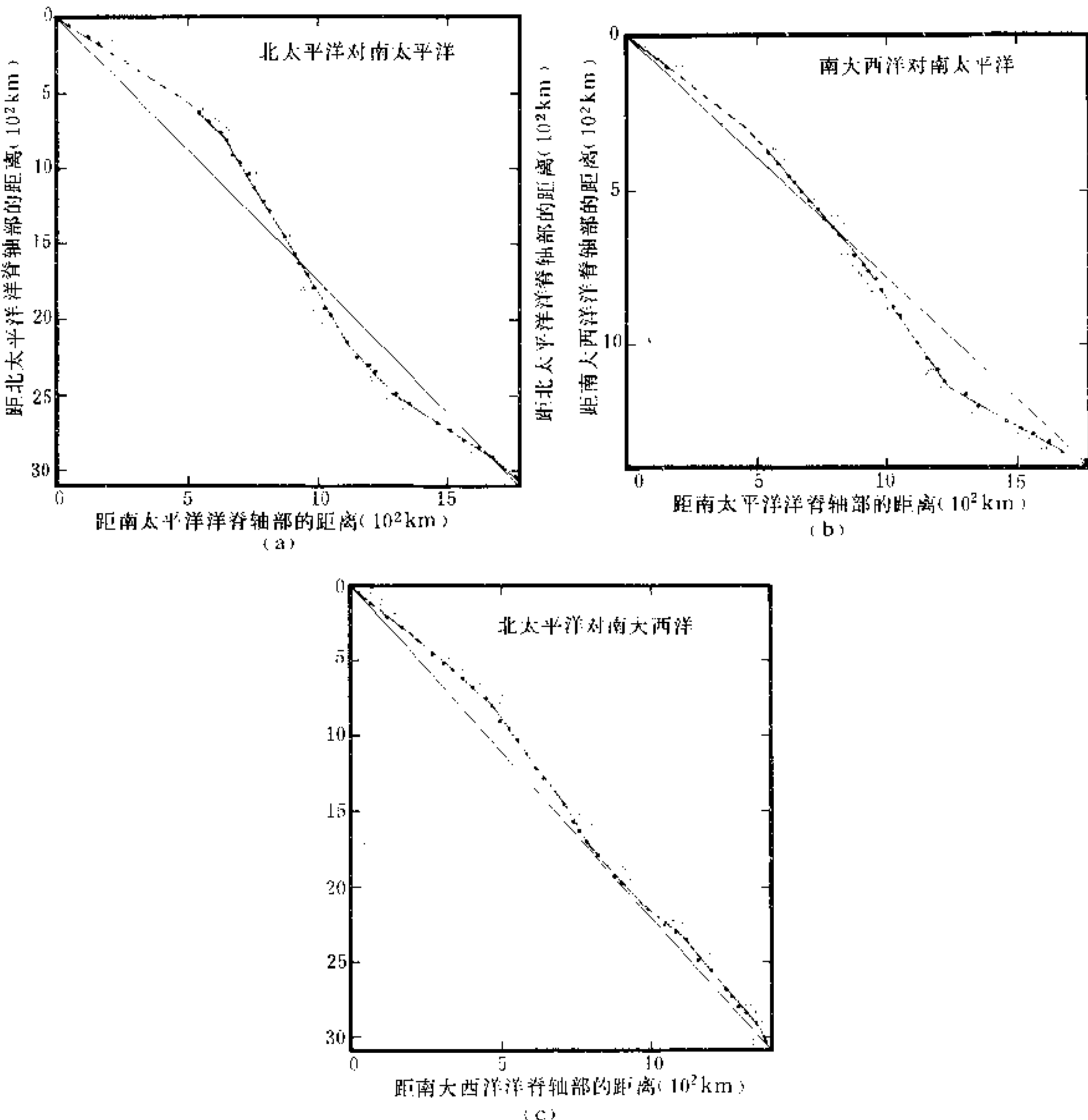


图 6–2　南太平洋、北太平洋（据 Pitman 等，1968）以及南大西洋（据 Dickson 等，1968，以及 Heirtzler 等，1968）晚白垩世—新生代磁异常（34 到 1）剖面之间洋底扩张速率比值的对比

(a) 南太平洋与北太平洋剖面之间磁异常距洋脊轴部距离的对比；(b) 南太平洋与南大西洋剖面的对比；(c) 北太平洋与南大西洋剖面之间的对比，这些对比表明，整个新生代期间，在这些盆地内发生的相对扩张有很大差别(见正文)

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

测量的年代，如果有的话）进行详细的生物地层分析，这将有助于确定该层型生物年代地层的延续时限；其次，对该剖面进行沉积层序分析，这将有助于更准确地确定阶在层序地层框架中的位置。后者对改进年代地层表的重要性在后面的应用实例中，尤其是在卢台特阶的新层型实例中，将变得更清楚。

建立周期图的最后一步是海平面事件与磁性和生物年代地层资料的综合工作。通过古生物和物性与地层关系所作的年龄确定，通过对世界不同地区露头及地下剖面中层序地层分析解释出的海平面变化同年代地层表相结合，产生出海平面周期图，这是本项研究的最终目的。

文章以下部分将对上述综合过程的各个方面做更详细的论述。为了明确地交流这些概念，简要地回顾一下周期图中用到的地层术语是十分必要的。

地层术语

表 6–1 概括了本文及周期图上所使用的地层术语。正如《国际地层指南》(Hedberg, 1976) 中说明的那样，岩石（岩石地层）单位与年代（地质年代）单位之间区别是很显然的。然而，在文献中，时间—岩石（年代地层的）单位总是被混淆，因此需要对它们的本质特征加以阐明，尤其是当用它们描述沉积层序时。周期图代表了通过标准年代地层单位（阶）而结合在一起的年代和岩石两方面资料。沉积层序首先是在岩石地层剖面中识别出的，之后通过沉积层序的古生物地层和（或）磁性地层关系将它们与线性年代标度间接地接合起来，以确立其年代地层的同一性。

这就强调了生物地层、磁性地层以及层序地层单位需要有一套统一的彼此有明显区别的年代地层术语。例如，与局部或地区性定义的生物地层带（生物带 biozone）对等的生物年

表 6–1　反映岩石、时间一岩石以及时间单位的地层术语

岩石地层学 (岩石)	年代地层学 (时间一岩石)	地质年代学 (时间)
群	界	代
组	系	纪
段	统	世
层	阶	期
生物地层学	生物年代地层学	生物年代学
超带（超级生物带）	超级生物年代带	
带（生物带）	生物年代带	生物年代
生物面	生物年代面	
磁性地层学	磁性年代地层学	磁性年代学
极性超带	极性年代超带	超极性时
极性带	极性年代带	极性时
层序地层学	层序年代地层学	层序年代学
巨层序（一级）	巨型层序年代带	巨型层序时—巨周期
超层序（二级）	超层序年代带	超层序时—超周期
层序（三级或四级）	层序年代带	层序时—周期
准层序（四级以上）	准层序年代带	

周期图（图 6–14 至图 6–17）中所使用的时间—岩石术语（年代地层学、生物年代地层学、磁性年代地层学和层序年代地层学）显示在中间的栏目中。

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

代地层单位是生物年代带（biochronozone）。同定义生物带的生物属种的地方性延续时限相反，生物年代带是以全部时间延限（或者在根据全部共存的或者部分生物种属时间延限确定的生物带中最早和最后出现的资料）为基础的，它代表着全球范围内生物带的最大时间延限。由于大多数生物属种受环境限制，因而是受地区限制的，所以它们在不同时代的地理分布反映了它们所盛行的环境因素的变化。因此一个局部地区定义的生物地层带（生物带）的延续时限可能只占据全球性生物属种真正时间延限（生物年代带）中的一部分（见表 6–1）。一般说来，中、低纬度大多数生物地层上有用的生物属种，在高纬度区环境中是不存在的。不过，甚至在热带和温带，由于环流形成或别的因环境而诱发的变化（见本卷 Loutit 等，有关生物带与生物年代带的更加深入的探讨），生物带与生物年代带界限之间也可能有显著的差别。

Harland 等（1982）对磁性—岩石单位、时间—岩石单位以及年代单位两两之间进行了区分，我们采纳了他们的术语。我们还提出了层序—地层、层序—年代地层单位以及层序—年代单位之间的区别（见表 6–1）。该套术语将层序—地层单位划分为：一级（巨层序）、二级（超层序）以及三级或四级（层序）等单位。同时在层序内又划分出周期更短，产生准层序的海泛事件（Van Wagoner 等，本卷）以及与之对等的年代地层和地质年代单位。

四、生物年代地层与磁性年代地层研究的接合

十年来，用生物地层事件标定磁性地层表的进步首先应归功于使用了使上第三系沉积物免遭扰动的活塞取心技术，最近则是通过深海钻探计划（DSDP）及其后续的大洋钻探计划（ODP）中使用的液压活塞取芯（HPC）技术。在采用 HPC 之前，由于钻头的转动常使软沉积物上部 200m 沉积扰动得太厉害，以致不适于用来做磁性或精细的生物地层分析。HPC 取心技术为晚第三纪前沉积物中古生物资料与磁极反转事件提供了直接结合的基础。此外，在建立晚白垩世和古新世时期的磁性生物地层构架过程中，对碳酸盐岩野外露头磁性—生物地层方面的研究也是很关键的。

很显然，客观上需要组合出一个地理上广泛适用的磁性生物年代表。因而，在前面提到的局部地区定义的**生物带**，对任何可能的地方，在需要采纳的**生物年代**带之间做出区别是很重要的。

为了从扩大意义的生物年代带上利用生物带，取自不同纬度、不同半球剖面中与取自不同纬度、不同半球剖面中的磁极反转地层进行对比是非常重要的。迄今为止，只有极少数生物地层事件可以做到这一点。比如，晚白垩世及早新生代的许多浮游生物标准层事件（planktonik—datum events）已经同一个或者两个（在极少数情况下与两个以上的）剖面中的极性反转直接联系起来。对于年代约束较差的浮游生物标准层事件总体延续时限资料的优化，有时可以通过同组或不同组生物属种之间标准层的互相关以及不同组之间数据的互相关来加以完成。二个早渐新世标准层事件为这种互相关提供了解说性实例。

至今已将浮游有孔虫 *Pseudohastigerina* spp. 的最后一次出现以及超微化石 *Sphenolithus distentus* 的首次出现同磁性年代 C12 的极性反转时期结合起来了。对于识别早渐新世，这二者都是重要的标准层事件。然而，在不同地区工作的工作者，对这两类生物属种延续时限明显重迭和不相重迭都有过记录。对所有同时记录有这两类生物属种的热带和亚热带 DSDP 样点进行的互相关表明，其中有 25%的样点具有明确的重迭，有 56%的样点稍微有些重迭，与此相比，则有 19%的样点记录为明确的不相重迭。而亚热带的样点一致地显示

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

出轻微的重迭。热带样点既有表现出显著重迭的，也有表现为根本不相重迭的。这种生物地理对比，有助于确定生物属种最大的或生物年代带的真正延续时限。

显然，有许多生物带的时间延伸可能并不接近于它们的年代带界限，因此，标准生物属种的延续时限，可能还应当根据更多的不同纬度区编辑的磁性和生物地层以及古生物地理的资料加以完善。在今后的工作中需要对生物地层资料也即标准生物属种生物年代带的真正延续时限的编录工作予以高度重视，在该领域有望取得重大的进展。

近年来，在构成我们磁性—生物年代地层构架基础的晚白垩世以来钙质浮游生物标准事件与极性反转事件之间提供直接对比的古地磁—生物地层研究包括有：Gartner（1973），Ryan 等（1974），Alvarez 等（1977），Haq 等（1977），Premoli—Silva（1977），Thierstein 等（1977），Haq 等（1980），Channell 和 Medizza（1981），Lowrie 等（1982），等（1982），Stradner 和 Allram（1982），Backman 等（1983），Napoleone 等（1983），Poore 等（1983），Berggren 等（1984），Hsü 等（1984），Shackleton 等（1984），Miller 等（1985）以及 Monechi 和 Thierstein（1985）。此外，Berggren 等（1985a，b）最近发表的文章汇集了有关新生代生物地层的磁极反转对比的最新进展方面的丰富资料和文献来源。

对硅质浮游生物而言，磁性生物地层的直接对比现在还限于第三系。这方面的研究有：Burckle（1978），Theyer 等（1978），Burckle 和 Trainer（1979）以及 Barron（1985）。

对晚侏罗世和早白垩世，一些彼此独立进行的研究提供了古生物产出与磁性反转之间的直接接合。这些研究包括：Alvarez 等（1977），Channell 等（1979），Lowrie 等（1980），Marton（1982），Marton 等（1980），Hörner 和 Heller（1983），Ogg（1983）Galbrun 和 Rasplus（1984），Ogg 等（1984），Steiner 等（1985）以及 Bralower（1987）。这些研究把磁极反转与钙质浮游生物标准层联系了起来，并偶而同菊石生物带相联系。显然，在这些结果被认为足够以前，在侏罗纪和白垩纪磁性—生物地层相互关系方面似有许多工作需要去做。在完成这些工作以前，这些对比还应当更多地看作是暂时使用的工作性图表，而不是完善的磁性—生物地层表。

五、数值年代标度的调准

理想情况下，年代地层系统应建立在可靠的经验数据累计的基础之上，同时必须与已知的地球历史事实相一致。也必须设法减小数据库（data base）的误差因素和避免不必要的假设。过去，人们一直习惯于依据少数几个经过选择的放射性测量的年龄来建立地质年代表。这些放射性测量年龄值被用来作为地层柱状图上的孤立的约束值，然后，要么根据沉积物厚度要么根据磁异常距扩张脊的距离把中间的段落内插进去。这种内插方法本身所隐含的假设是：要么沉积物堆积速率恒定，要么海底扩张的速率恒定。这种假设并非总是合理的，这一点在下面的讨论中将变得很清楚。

六、误差的潜在根源

由于放射性测定、生物地层以及磁性地层资料是建立全球年代地层框架所必须依靠的砌块，因此考察其中每种资料产生误差的范围及其改进的最大限度是很有益处的。

1.放射性测量数据的误差根源

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

尽管把年代标度建立在良好约束的放射性测定年龄基础上的好处显而易见，可是实际上，放射性测量资料严重地受样品和不同放射性测定方法所固有的众多误差来源的限制（见 Odin，1982b，对不同方法误差的根源的总结）。

例如，未蚀变的深成岩，由于其化学稳定性高而可能产生最可靠的放射性测量年龄，可它们在地层中往往最难出现。而且，从深成岩中获得的年龄数据在很大程度上依赖于用于确定岩石年龄的各种同位素在晶格中"固定下来"时的温度（晶格的闭合温度（closure temperature）和岩石冷却的速率（Jäger 和 Hunziker，1979）。当闭合温度相对较低时（情况可能往往如此），随后高于该温度的重新加热将重新设置同位素的时钟，从这些样品中获得的任何结果仅指示重新设置的时间（Gale，1982）。因此，对岩样仔细检查以探测其变化和确保其新鲜程度是一个重要的前提。为了进行准确的年龄的估计，在研究中作几种矿物的分析或许是必要的。

火山喷出岩如熔岩流的误差根源可能与侵入岩相类似。不过，在该类岩石中，放射性成因的 ^{40}Ar 含量过多尤其令人棘手，它将使做出的视 k／Ar 年龄值估计值比实际的大。比如，在深海熔岩流中，即使当岩石相对新鲜时，其形成时过多捕集的放射性成因 ^{40}Ar，常产生比实际更高的视年龄值（Seidemann，1977）。相反，在全岩火山岩样中常常存在的玻璃质组分的重结晶作用，将给出比实际更小的年龄估计值（Odin，1982b）。在火山岩岩样中还存在着不均一性的问题，它可能是一种严格的限制因素。不过，一般说来，喷出后未蚀变的新鲜酸性火山岩可以取得可靠的 Rb／Sr 年龄值。

膨润土，这种由凝灰岩和火山灰物质经过化学蚀变和脱玻璃化作用形成的粘土沉积（见 Person，1982），通常要比深成岩更好地受到的地层上的约束。但是，它们有自身一套固有的误差根源。比如，来自遗传的晶核、来自火山口的物质和碎屑颗粒的污染以及含水量变化过程中带入的污染，结合以玻璃质白粘土质转化的影响（Baadsgaard 和 Lerbekmo，1982），都可以给膨润土中测定的年龄值带来了很大误差。对膨润土来说也是一样，为了得到更好的年龄估计值，可能需要对采自同一层的许多样品进行年龄值的累计平均（Baadsgaard 和 Lerbekmo，1982）。

海绿石（Glauconites 或 Glaucony），一种同云母类有关的海相自生矿物，通常比深成岩或膨润土更丰富，而且最好地受到地层的约束，不过，在选择和分析过程中需要非常小心。海绿石颗粒隐藏着同生的和成岩的误差来源。这种误差可以改变它们的视年龄值。在被测系统的形成和稳定过程中，相关核素的性质以及从闭合时间以来核素比率的变化都将影响最终的年龄值（Keppens 和 Pasteel，1982）。除了埋藏过程中的成岩作用、构造运动、再加热及由于风化而引起的蚀变等影响各种矿物类型的后生因素外，海绿石也容易受低温下即可发生的早期和晚期成岩作用的影响。所以，需要特别小心，以确保从海绿石中获得可靠的年龄值。海绿石样品需要精心挑选，选择那些蚀变作用的影响从矿物学上讲可以忽略不计的颗粒（Keppens 和 Pasteels，1982）。

此外，每一种靠测定同位素来进行放射性年龄测量的方法，都必须同一系列特定的误差根源作斗争。这也许是由于岩样中生成时存在着相对高比例的初始子同位素以及从那以后母同位素发生了迁入和迁出的缘故。一般认为，在深成岩岩样中，Rb／Sr 系统比在其它岩石中更稳定，在其它岩石中放射性成因的 Sr 可能会由于温度升高而更易迁移。另一方面，碎屑颗粒的污染，可能意味着存在着过量的放射性成因的 Sr。也可能是岩石本身 Sr 的分布相当不均匀（Clauer，1982）。地下水的淋滤或淡水和（或）海水的风化，可能引起后生成因

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

变化。不过，由于地下水的循环而导致的交换反应似乎对 Rb／Sr 年龄的影响比对 K／Sr 年龄的影响更大（Keppens 和 Pasteels，1982）。总的说来，由于 Ar 原子不带电荷，在化学上结合得不好，比较容易受蚀变作用而移去，因此 K／Ar 法比 Rb／Sr 法更不稳定，(Keppens 和 Pasteels，1982)。

分析前岩样的常规实验室处理如超声波清洗或过度加热等也有可能通过移走 Ar 和 Sr 而明显地改变岩石的视年龄值。不同实验室之间的差别以及仪器误差是另外的误差来源，使人极难对文献中提供的同位素年龄进行评价（Webb，1981）。

同一深成岩上做的 Rb／Sr 与 K／Ar 分析的比较表明，K／Ar 得到的年龄比 Rb／Sr 可能要小了差不多 4 到 9Ma（Shibata 和 Ishihara，1979）。这是由于 Rb／Sr 法年龄代表侵位年龄，而 K／Ar 法则代表冷却年龄（Webb，1981）。因此，当处理两种方法数据组的年龄值时，应当作出允许年龄差的决定。在海绿石中，Rb／Sr 与 K／Ar 的年龄差是由于开晶格矿物颗粒造成的，它可能代表蚀变作用或不完全的海绿石化作用。因此，在分析前，需要确定海绿石矿物的晶格特性（Odin，1982a）。当通过仔细的岩石和沉积学的检查，确保样品没有受到温度或压力变化或者加工的影响时，这两种方法在海绿石上可获得比较满意的可比性结果（Keppens 和 Pasteels，1982）。当在经过仔细精选的样品上进行 K／Ar 法分析时，那么在 95%的置信度情况下，其精度可达 2～3%（Webb，1981）。

这些特征和对放射性年龄测定分析上的要求，严格地限制了对高温与低温放射性年龄测值的使用，尤其是在地层上受约束的样品中获取可靠年龄方面。各类年龄值可能都包括了明显的不确定性，这就强调，要有条件地使用放射性测定数据，依我们的看法，至今，在给定的现行放射性测量数据中，对早第三纪及更老年代的线性年代标度，还没有一个一致的和广为接受的答案。不过，在已知的地层边界内有条件地使用一大套分析上合格的年龄数据，可以为年代地层表提供重要的约束，并有希望比只有单一数据孤立地钉在比较长的地层柱状图上获得更接近实际的年代标度。

2.生物地层资料中的误差根源

在生物地层资料中，最严重的不易被察觉的误差根源来自标准化石分布上的变化。因为生物属种的分布受环境的控制，它们在一个区内的出现与消失可能是由于环境参数的变化，而非演化上的首次出现或绝灭（见前面对生物带及生物年代带的讨论）。这些生物地理上的错误，有时可以借助于磁性地层学或同位素地层学方法加以消除。可是，只有少数生物面有这样大面积地理分布的记录。

生物地层的分辨率和精度，在很大程度上依赖于生物地层学家彼此之间有效地交流在化石中观察到的外形变化（Haq 和 Worsby，1982）。当从不同的资料中综合生物地层资料时，可能会由于不同的工作者之间有不同的分类概念，在生物地层工作中不同的严谨程度以及在从生物种群中识别和记录生物真正的首次和最后一次出现的不同，而造成相当大的不确定性。不同或不统一的采样间隔、剖面上未被发现的垂直不整合或加工与溶解作用，也都可能引起不确定性（见 Haq 和 Worsley，1982，有待进一步讨论）。

3.磁性数据的误差根源

因为地球的每一个磁极反转事件的信号并非唯一性事件，所以，如果磁性地层数据没有很好地受到地层的约束，则潜在着很大的解释性错误。对磁性年代的解释，通常要靠放射性测量和生物地层的控制。这样，放射性测量和生物地层方法本身所固有的所有误差来源，最终也可能使磁性地层数据发生偏差。

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

象生物地层数据一样，磁性地层数据同样承受着采样的限制及地层层位不一致的影响，这决定了任何给定剖面中磁极反转界限时间精度的最终限度。

海底磁性异常的识别可能受许多因素的牵制。造成洋底记录发生中断的破裂带、洋脊位置的突变、扩张中心的变化、扩张中心两翼不对称扩张以及重大的板块重新组合等使洋底磁性剖面变得复杂化。一些低幅度异常及异常的偏态又可能导致对磁异常做出错误的判断（Klitgord 和 Schouten，1986）。这种对解释和综合过程的严重依赖性，可能在异常间距的测量上引入重大的不确定因素。

纵观标定地质年代所用的各种方法的误差来源及不确定性，那些用某种方法比用其它方法更优越的争辩以及那些用来选择年代数据的标准似乎都成了无稽之谈。一个必然的结论是，任何一个只依据某单一方法或依据过于严格的选择标准而建立的年代框架，都可能承袭了不容忽视的偏差。相反，以多种相关方法为基础、力图同地质历史事实相吻合而又不忽视大量经验和分析数据的方法，有可能减少任何由单一方法引入的不一致性，并可能产生更客观、更牢靠的年代地层表。

七、磁性—生物年代地层学

如前所述，我们在编制自己的周期图时，需采取迭代的方式综合放射性测量、生物地层以及磁性地层等方面的数据，产生一个谐调的磁性—生物年代地层模型，其目的在于同已知的地质历史事实不相矛盾。比如，在建立年代标度时，常用的一个假设前提是洋底扩张速率在相当长的时间间隔内保持恒定。这个假设同大洋盆地已知的扩张历史果真相符吗？一个比较简单的验证便可对这种假定前提作出估价。

在图 6–2（a）－（c）中，我们将三个不同洋盆的洋底扩张剖面（即磁异常 32 到 2 距扩张中心的距离）进行了对比。图 6–2（a）显示了两条南、北太平洋剖面间的对比（二者都根据 Pitman 等，1968）；图 2（b）显示了北太平洋与南太平洋剖面进行的对比。如果在这些盆地中的扩张速率一直保持不变，那么上面的对比应产生线性关系（即直线）。反之，这些对比就会显露出它们的关系随时间发生了相当大的变化。因此，在长时期内，在这些盆地中，至少有两个，也许三个，它们的扩张速率都不能假定为恒定不变。

Curry（1985）也曾讨论过在建立年代标度时假定长时期内扩张速率恒定所冒的危险。他引用了广泛被使用的南大西洋剖面做为例子，来证明不同区域之间和同一区域内新生代扩张速率的变化。Pitman 等（1968，图 8）对南太平洋中不同剖面与北太平洋中的复合磁异常剖面之间做了类似的对比，得出这样一个结论，即这两个盆地在新生代时扩张速率都发生过变化。尽管每个地区以不同组的断裂带为界，然而，代表南太平洋三个不同地区的扩张曲线的形状相似，表明这些地区的扩张速率是以相似的方式发生变化的。无独有偶，Klitgord 和 Schouten（1986，图 8）将新生代大西洋中脊中段的磁异常剖面同太平洋—南极大洋中脊西翼的一条剖面进行了相对扩张速率的对比。该对比揭示出，在磁异常 24／25，21，13，5C 和 2 等处附近，这两个盆地的相对扩张速度发生了明显的变化。

图 6–2 中扩张速率的对比，还指示了何处是扩张速率最可能发生变化的地方。比如，大洋中脊扩张速度一致的变化集中在异常 24 与 25 之间，其它的一些变化可能发生在异常 20 与 21，6C 与 5C 之间。它们同 Klitgord 和 Schouten（1986）的发现相吻合。其中至少有一个盆地，在异常 17 附近和异常 13 与 15 之间还可能存在扩张速率的变化。如果有一个

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

线性年代标度与扩张速率的数据一一对应，那么至少应该能够重塑这个时间最一致的扩张速率变化（Klitgord，私人通信，1986）。这给我们把磁性地层数据综合进年代地层表提供了重要的约束。洋底扩张速率对比（图 6-2）也表明：对任何一个盆地，都不能假定其洋底扩张速率长期不变，根据这个假设作出的年代标尺度会继承相当大的误差。

由于洋底磁异常构成了磁性地层表的基础，因此，包括磁性地层在内的一个年代地层表的最终时间精度，依赖于不同盆地磁异常数据富有意义的谐调一致（见 Ness 等，1980，对晚白垩世—新生代各种海相磁异常的年表的研讨以及评论）。

如前所述，我们的方法是根据已知生物地层事件与极性反转的关系，将分析上合格且受生物地层约束的放射性测量年龄配置到磁异常上去。新生代放射性测量年龄列于附录 A。这些年龄已被标绘到图 6-3Pitman 等（1968）所做的北太平洋海相磁异常剖面上。同一套年龄还被标绘在图 6-4 南太平洋剖面（也据 Pitman 等，1968）、图 6-5Dickson 等（1968）和 Heirtzler 等（1968）的南大西洋剖面上。每个例子中，磁异常的年青一端（顶部）的年

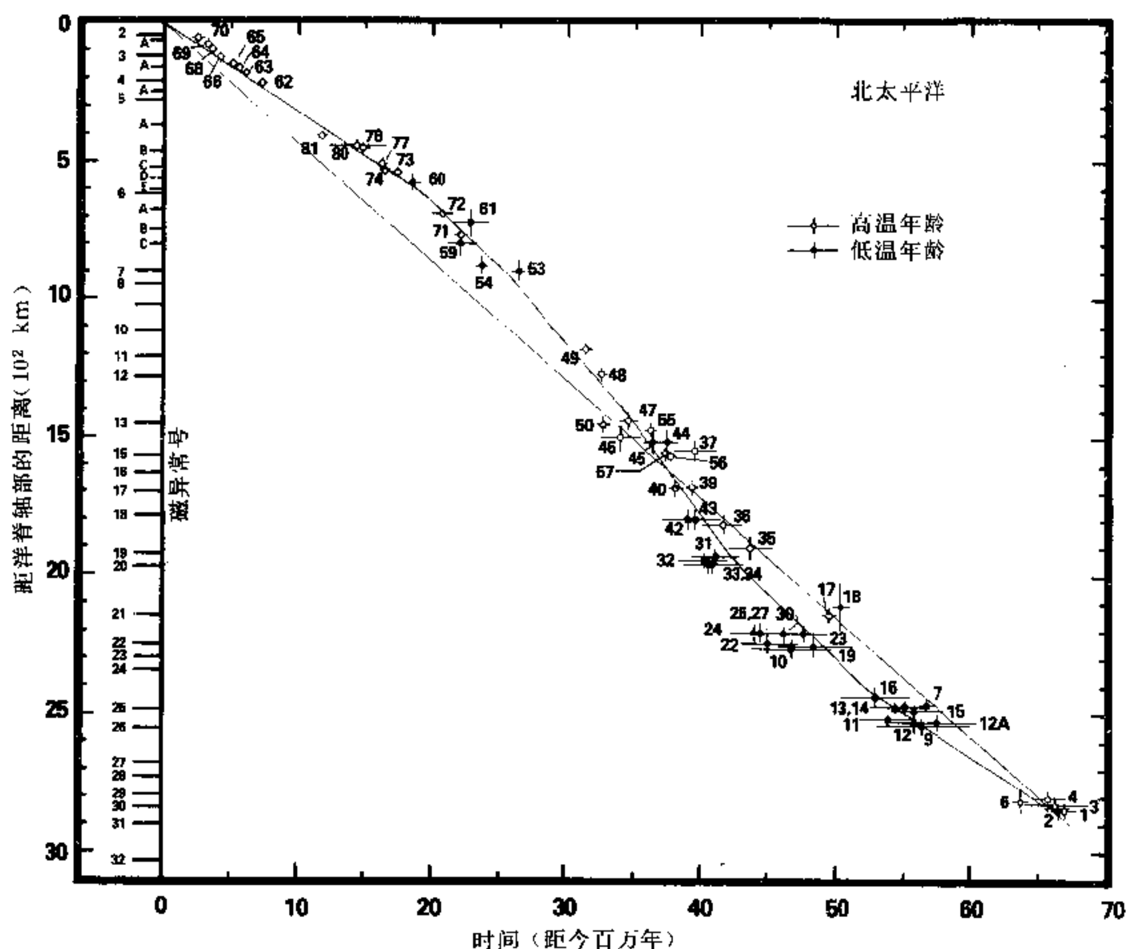


图 6-3　标绘到 Pitman 等（1968）的北太平洋海底复合磁异常剖面上的新生代高温和低温放射性测量年龄（完整的列出见附录 A）

这些年龄连同其分析误差范围（水平误差横线）和地层误差范围（垂直误差竖线）一起被标绘在剖面上。（如果在该盆地中新生代的扩张速率恒定，那么放射性测量的年龄应沿直线排列分布）。根据分段最佳拟合方法，表 6-2 给出了各异常的年龄（见正文中进一步的说明）

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

龄是根据高温和低温年龄数据的"最佳拟合"方法算得的。在没有高温年龄可用时，根据低温年龄的较老年龄数列进行加权。我们使用这种加权方法的理由在于，当同一地层层段有可靠的高温和低温年龄可用时，低温年龄的较老年龄数列端与高温年龄相重迭（图 6–3 至图 6–6；也请参见对放射性数据误差根据的讨论）。正如前面讨论的那样，在扩张速率的一致变化可以预测的地方（图 6–2），这些异常可为"最佳拟合"曲线提供可能的拐点。然后将上述方法算得的年龄（表 6–2）进行累加，获得这三条剖面的年龄平均值，这样我们便得到了一个磁异常综合年代表。实际上，通过累加这些曲线，我们力图减少由于放射性测量分析方法中的不确定性和任何单一盆地洋底扩张中的微小不规则性二者造成的"噪音"。它也意味着，任何不合理的个别数据，对累加最佳拟合法总体效果的影响不大。可是，考虑到放射性测量方法所固有的分析误差，我们估计不确定性平均极限界限可能有约为 ± 1.4Ma 的不确定性平均极限。对中新世内阶的界限，其不确定性极限大大减小（± 0.6Ma），而对上新世则更小（在 ± 1.5ka 范围内）。

由于中生代一般缺少磁性—生物地层约束，因此，对它不可能使用一种类似于新生代所用的直接方法。不过，可以用已有的受地层约束的放射性测量年龄对现行年代表进行检验和改进。

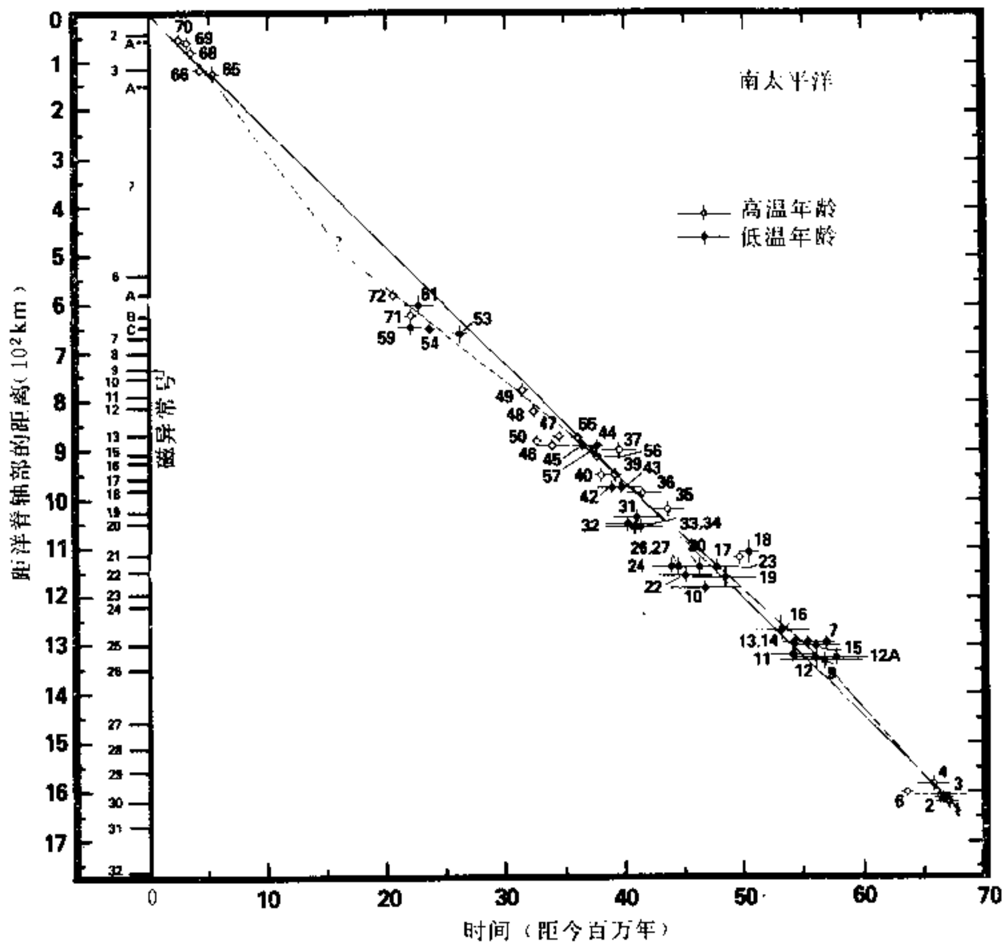


图 6–4　标绘到南太平洋（EL—195）海底磁异常剖面（据 Pitman 等，1968）上的新生代高温和低温放射性测量年龄（与图 6–3 为同一套年龄值，见附录 A）。该剖面中，4 到 5D 的磁异常位置不确定（见图 6–3 的说明注释）

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

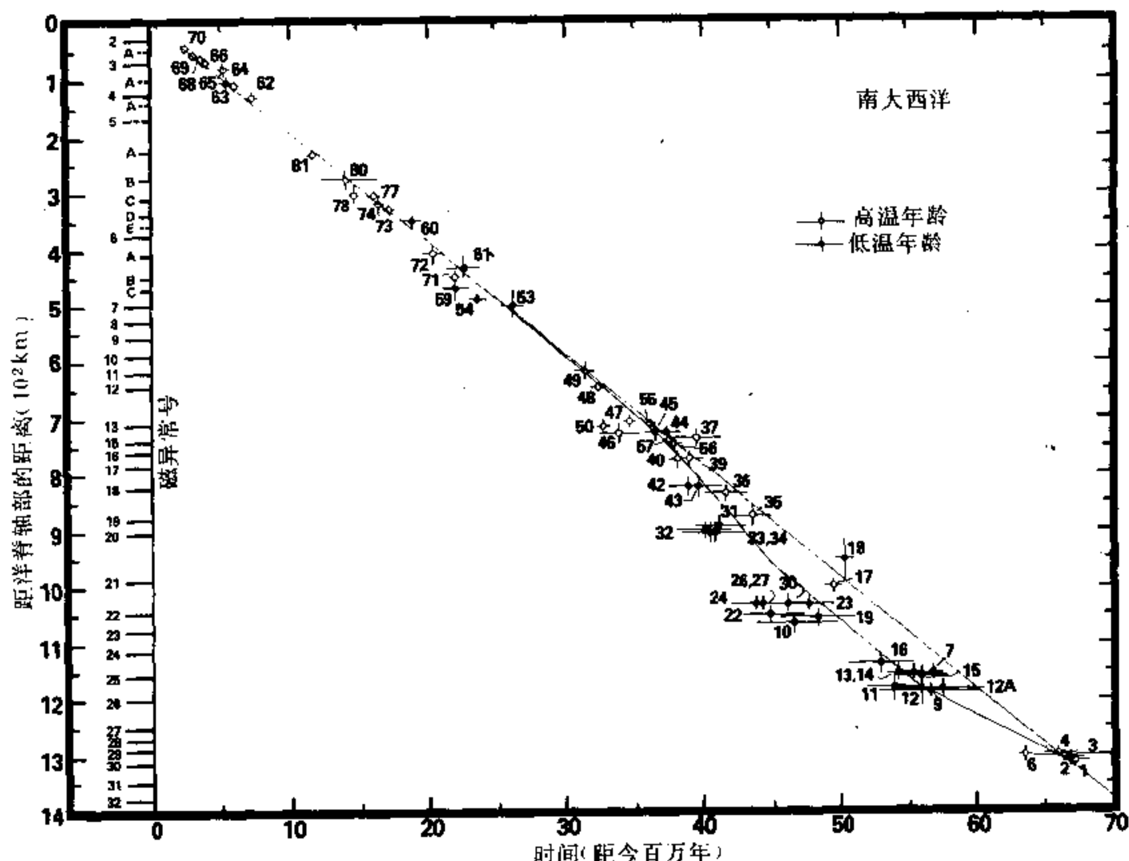


图 6-5　标绘到南大西洋（V20S.A.）海底磁异常剖面（据 Dickson 等，1968，
及 Heirtzler 等，1968）上的新生代高温和低温放射性测量年龄
（与图 6-3 为同一套年龄值，见附录 A，见图 6-3 的说明注解）

比如，从侏罗系和白垩系（附录 B）获得的这一套放射性测量的年龄，可与 Harland 等（1982）或 Kent 和 Gradstein（1985）的年代标度进行比较。由于后者●是前者的修正版本，二者本质上是类似的（除巴通阶（Bathonian）后的侏罗纪例外），因此我们把 Harland 等提出的阶界限标绘上了侏罗系—白垩系的放射性测量年龄（图 6-6）。高温和低温年龄连同其地层上和分析上的不确定性极限一起都标绘到地质年代标度上去。对该时间间隔内阶界限的年龄来说，显然，大多数森诺曼阶（Cenomanian）以前的放射性测年数据都比 Harland 等（1982）年代标度中提供的该阶段的年龄值要小，后者是根据在阿普第阶（Aptian）与阿尔布阶（Albian）和安尼血阶（Anisian）与拉迪尼亚阶（Ladinian）两界限处的两个年龄间内插获得的。我们根据全套数据进行最佳拟合，在无高温年龄值时，可根据低温年龄值中年龄较老的端元值来加权，提出一个各阶界限的年龄表（图 6-6）。在生物地层分带界限与磁极反转事件之间的直接关系尚未确定的每个阶内，我们只好用等时间跨度配置到如菊石类这样常用化石组合的生物带上去。Hallam 等（1985）曾较详细地讨论过这种将等时间跨度标定到菊石带（亚带）上去的理由。我们的方法的特别之处在于，在利用放射性测量最佳拟合方法把年龄配置到阶界限上之后，才在每个阶内进行等时间跨度生物带的配

●后者指Kent和Gradstein（1985）的年代尺度。——译注

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

表 6-2　南北太平洋及南大西洋盆地新生代磁异常较新一端（顶端）的年龄

极性时号（顶部为正极性）	异常号	异常年轻端的年龄(Ma)			
		北太平洋剖面	南太平洋剖面	南大西洋剖面	异常顶部平均年龄
C2	2	1.65	1.65	1.65	1.65
C2A	2A	2.50	2.50	2.50	2.50
C3	3	3.90	3.90	3.90	3.90
C3A	3A	5.40	U	5.40	5.40
C4	4	6.80	N	6.60	6.70
C4A	4A	7.90	C	7.70	7.80
C5	5	8.90	E	9.00	8.95
C5A	5A	11.60	R	11.80	11.70
C5B *	5B	14.20	T	14.20	14.20
C5C	5C	16.20	A	16.00	16.10
C5D	5D	17.40	I	17.60	17.50
C5E	5E	18.60	N	18.40	18.50
C6	6	19.30	19.30	19.30	19.30
C6A	6A	20.70	20.80	20.90	20.80
C6B	6B	22.40	22.60	22.80	22.60
C6C	6C	23.70	23.75	23.80	23.75
C7	7	25.60	25.60	25.40	25.53
C8	8	26.30	27.10	26.90	26.76
C9	9	27.60	28.70	28.40	28.23
C10	10	29.50	29.80	29.80	29.70
C11	11	31.20	31.50	31.40	31.36
C12	12	32.30	32.70	32.50	32.50
C13	13	35.20	35.60	35.50	35.43
C15	15	36.90	37.30	37.10	37.10
C16	16	37.90	38.20	38.10	38.06
C17	17	38.60	39.40	38.90	38.96
C18	18	40.20	40.30	40.10	40.20
C19	19	42.30	42.20	42.20	42.23
C20	20	43.20	43.10	43.00	43.10
C21	21	46.90	46.30	46.50	46.56
C22	22	49.20	48.50	48.90	48.86
C23	23	50.30	50.40	50.40	50.36
C24	24	51.30	51.50	52.30	51.70
C25	25	55.40	54.90	54.80	55.03
C26	26	57.10	57.00	57.75	57.28
C27	27	61.40	61.00	61.70	61.36
C28	28	63.00	63.10	63.30	63.13
C29	29	65.00	64.80	64.95	64.91
C30	30	66.80	67.00	67.10	66.96

注:①正极性期正位于 C5B 之上（异常 5B 之上）;

②年龄源于对放射性测量年龄（图 6-3 至图 6-5）的最佳拟合处理。最右边的栏里显示的是新生界周期图中所采用的异常顶端的累计平均年龄。

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

图 6-6 被标绘到 Harland 等（1982）的地质年代标度的侏罗纪—白垩纪内阶界限上的从晚三迭世到麦斯特里希特朗（Maastrichtian）期的高温、低温放射性测量年龄（完整的列出见附录 B），及其分析误差（水平误差横线）和地层误差（垂直误差竖线）。这些数据的分段最佳拟合值代表此处采纳的阶界限的年龄（见正文中的讨论）

置，而且，只在与磁性反转不存在一级或二级联系的地方进行。这就避免了菊石类在很长的时期内演化速率恒定的假设，并把这种不确定性限制在阶的界限内或更短的时间跨度内。据估计，平均不确定性范围对侏罗纪的阶界限为 ± 3.5Ma，对早白垩世为 ± 3.0Ma，对晚白垩世为 ± 1.75Ma。

卡洛夫期（Callovian）到阿普第期（Aptian）之间的磁极标度是根据从 20 世纪 70 年代早期发展起来的海相磁异常序列建立的。Larson 和 Chase（1972）以及 Larson 和 Pitman（1972）根据太平洋中夏威夷线性磁异常条带首次发表了晚侏罗世—早白垩世的磁异常数据。此后，该磁异常经由 Larson 和 Hilde（1975）及 Cande 等人（1978）不断地补充和修改。北大西洋的中生代磁异常已经得到证实，并于随后，经 Schouten 和 Klitgord（1977），Vogt 和 Einwich（1979）、Sundvik 等（1984）以及其他人（也见 Klitgord 和 Schouten，1986，对北大西洋及中大西洋磁异常序列的探讨）对它做了反复的重新解释。对从卡洛夫阶到阿普第阶之间，阶的界限与磁异常之间的对比关系，Kent 和 Gradstein（1985）曾进行过讨论。

图 6-6 侏罗纪—白垩纪最佳拟合年代标度与已知的太平洋及北大西洋磁异常剖面之间

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

如何对比呢？为了这个对比（图 6–7），将根据图 6–6 用我们的最佳拟合方法预测出的磁异常年龄标绘到北太平洋（据 Hilde 等，1975）和北大西洋西部（据 Klitgord 和 Schouten，1986）剖面（各异常距异常 M 的距离）上。自晚三叠世—早侏罗世以来持续扩张的北太平洋盆地（图 6–7（a）），在这段时间里表现出相对恒定的扩张速率，只有异常 M10N 附近有轻微的变化。可是北大西洋西部盆地，大约在 Blake–Spur 磁异常（BSMA）期，在巴通期—早卡洛夫期的某些时期，显示出扩张速率上的重大变化。该盆地在早期张开得相对要快些（图 6–7（b）），随后在异常约为 M25、M21 和 M15 处有所减慢，在异常 M10N 与 M4 之间轻微加速。在 M21、M15 处和 M10N 附近的扩张速率变化与 Klitgord 和 Schouten（1986；和 M.Sundvik，私人通信，1984）描述的北大西洋板块运动的变化吻合得很好。用我们的年代标度预测的 M25 处扩张速率的变化，可能完全是由于通常赋与 BSMA 的年龄值偏小造成的。把磁异常 M22 与 M25 之间的趋势外推到 BSMA 的位置（破折线），预测出：该盆地洋底发生扩张和扩张速率显著变化事件的年代为中巴通期。这个较老的年龄，与欧洲、北美和南安迪斯（Hallam，1983）的古动物和古生物地理资料指出的中大西洋和北大西洋盆地的张开年代为中巴通期更相吻合。在北太平洋和北大西洋盆地，磁异常 M10N

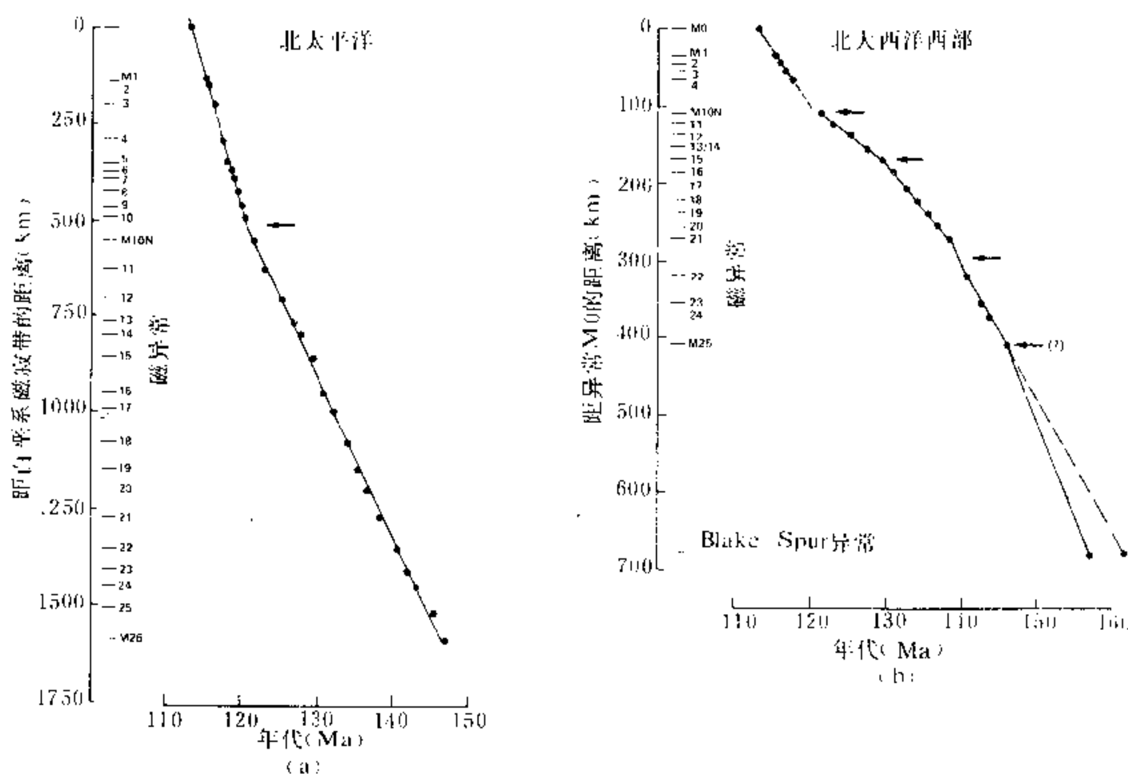


图 6–7　标绘到北太平洋海底磁异常剖面（据 Hilde 等，1975）和北大西洋西部洋底磁异常剖面（据 Schouten 和 Klitgord，1982，以及 Klitgord 和 Schouten，1986）上的根据最佳拟合方法年代标度预测的 M—系列磁异常的年龄

(a) 异常 M26 到 M1 表示它们距白垩纪磁寂带的距离；(b) Blake Spur 和 M25 到 M1 表示它们距 M0 的距离。点代表图 6–6 最佳拟合年代标度估计的异常的年龄。在北太平洋，该年代标度预测洋底扩张速度基本保持恒定，但在异常 M10 到 M10N 之间有轻微的加速。在北大西洋西部，该同一年代标度显示了用箭头标出的异常处的扩张速度的变化。在异常 M25 与 Blake Spur 异常之间的虚线代表 M22 与 M25 之间扩张速率趋势向 Blake Spur 的延续。这样确定的 Blake Spur 异常和北大西洋开始张开的年龄大约是 162Ma 年（中巴通期）（见正文中的讨论）

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

附近轻微的扩张加速（图 6-7）提示人们：可能发生的一次板块重新组合事件或许曾经对这两个盆地同时施加影响。

对异常 34 与 30 之间（年龄小于白垩纪磁寂带）晚白垩世磁性剖面（图 6-8）所做的类似对比表明：在该段时期里，北大西洋和南大西洋盆地的洋底扩张速率相对恒定，而印度洋、北太平洋以及西南太平洋盆地的洋底扩张速率十分相近。都在异常 32 与 31 之间表现出一致地加速。

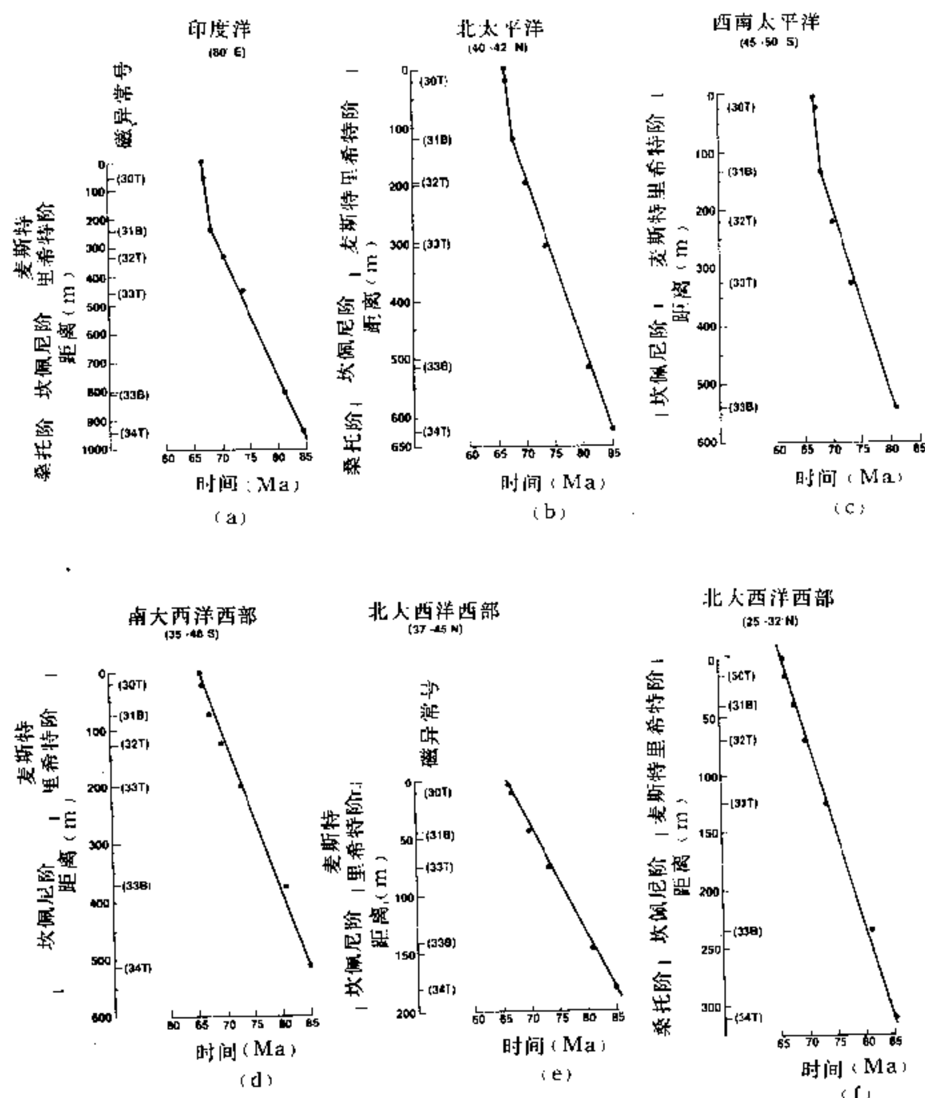


图 6-8　不同盆地白垩纪末（年代晚于白垩纪磁寂带）磁异常的顶端（年代较新的一端）和底端（年代较老的一端）与本文采纳的白垩纪年代标度（图 6-6）预测的磁异常年龄的关系。所有剖面均根据 Cande 和 Kristoffersen（1977，图 5）

卡洛夫期之前的磁性地层表是一个暂时性工作模型，它是根据高加索（PeChersky in Creer，1971；Pechensky 和 Khramov，1973）、南阿尔卑斯（Channel 等，1979，1982）、瑞士（Hörner 和 Heller，1983）以及匈牙利剖面现有古地磁研究进行综合得出的。这些研究中，有一些也包括为生物地层与磁性反转事件之间提供重要约束的菊石带资料。图 6-9 概括了 1985 年我们所能利用的海相露头剖面中所有的侏罗纪和白垩纪的古地磁研究。随着

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

该时期新的、更详细的古地磁资料的积累，卡洛夫期前的综合模型将会得到更进一步完善。

三叠纪的放射性测量数据稀少，具有较大的分析上和地层上的不确定性。对同一套数据可能得出许多各不相同的解释，所得阶的界限的年龄估值可以相差好几百万年。因此，必须把我们采纳的三叠纪线性年代标度看作是暂时性的，它对各阶的界限年龄的平均不确定性范围为±5.0Ma。该年代标度从本质上讲是 Armstrong（1982）、Webb（1982）、Harland 等（1982）、Forster 和 Warrington（1985）、Salvador（1985）以及 Snelling（1985）所提出的放射性测年数据和地层划分意见的综合产物。三叠纪磁性反转地层表及其采纳的术语，综合了 Helsley（1969）、Burek（1970）、Pechersky（in Creer，1971）、McElhinney 和 Burek（1971）以及 Pechersky 和 Khramov（1973）等对各种受地层约束的三叠纪剖面所作的古地磁研究成果。象卡洛夫期前的侏罗纪一样，今后随着新资料的使用，三叠纪磁性地层表将得到修正。

八、海平面变化的编录

层序地层学概念的发展使对海相露头海平面变化的解释变得容易起来。**沉积层序**（Mitchum 等，1977；Van Wagoner 等，本卷）是一套以不整合或可以与之对比的整合为界的、相对整一、成因上有联系的连续地层。一个层序被认为是在一个完整的海平面变化周期中沉积形成的。一个完整的海平面变化周期包括两次海平面的相对下降，即从海平面下降最大速率的拐点处到后续的海平面上升，接着又到下一次海平面下降。**层序地层学**是地层学的分支，它利用成因上有联系的地层组成的沉积层序序列，把岩石记录划分为区域和区域间可以对比的单元。

大陆边缘的沉积分布模式受沉积物供应、沉降速率以及海平面变化的控制。区域构造运动和海平面升降的综合效应决定了沉积物的潜在的可容纳空间（Jervey 和 Posamentier 等，卷）和成因上有联系的沉积组合内部相的分布（见 Posamentier 和 Vail，以及 Van Wagoner 等，本卷）。海平面下降的相对速率决定了使层序终止的层序边界的类型。在沉积滨线坡折处，当海平面下降的速率超过了沉降速率时（Van Wagoner 等；本卷），整个陆架会出露水面，从而产生 1 型层序边界。在有砂供给的深水盆地中，1 型边界通常以陆坡上的峡谷下切和陆架上的河流下切作用为特征。在沉积滨线坡折处，当海平面的下降速率相对小于沉积速率时，沉积滨线坡折向海一侧的陆架不被暴露，因此产生 2 型层序边界。

在岩石记录中，一个完整的海平面变化周期是由一个沉积层序来体现的。一个层序以一次相对海平面下降为起始。在 1 型层序中，海平面下降超过了沉积滨线坡折，并开始了陆架上的河流下切作用。大幅度的海平面下降，以陆架和陆坡上的峡谷下切事件为特征。下切河流体系可以为这个时期在外海最可能沉积的低水位扇提供沉积物（图 6-10）。

当区域沉降速度开始大于海平面下降速率时，相对海平面开始上升。在这段时间里，以陆架坡折向海方向的迭复楔的方式，沉积了低水位体系域中的低水位楔部分（图 6-10）。该楔以深水碎屑流和（或）有堤—水道体系为特征。在大多数情况中，该体系最终被低水位楔前积复合体所掩覆。当海平面以更快的速度上升时，海水便侵进陆架，海进体系域的退积式（back—stepping）准层序开始堆积（见 Van Wagoner 等，本卷）。继最大海泛期之后，海进体系域中的准层序被高水位体系域中的前积迭覆的准层序所覆盖。高水位体系域越过海进体系域和低水位楔向盆地方向构筑（图 6-10）。现在认为，所有体系域中的准层序是由于

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

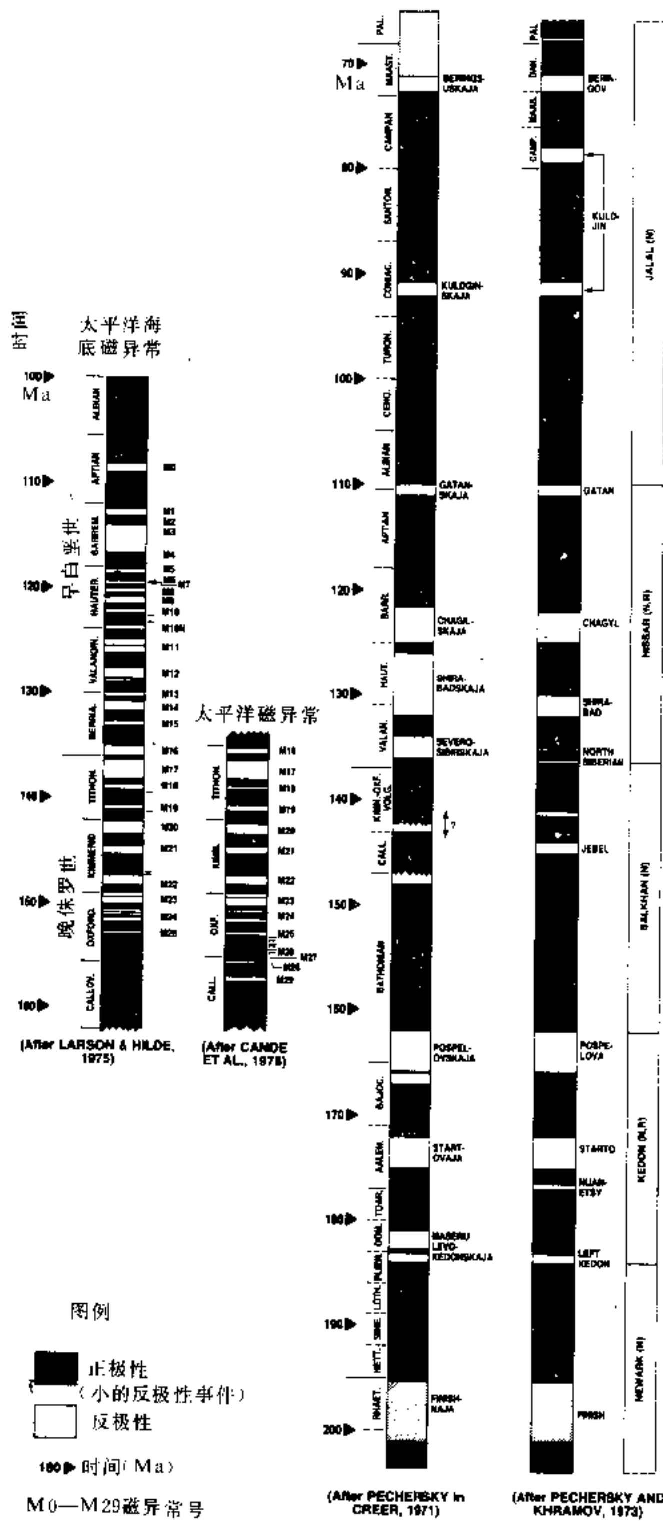


图 6-9　苏联和欧洲中部(法国、意大利、瑞士以及匈牙利)

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

剖面上已知磁极反转资料的古地磁综合图

太平洋海底磁异常资料（Larson 和 Hilde，1975，Cande 等，1975）

和全球综合图（McElhinny 和 Burek 的，1971）也绘在图上。

暂时性的卡洛夫期前极性反转模型（图 6-16）是根据对比

处所示的同一段时间间隔内的古地磁资料综合而成的

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

高频的海泛事件和中间间歇期缓慢的海平面上升造成的。

若层序终止于2型边界，则相对海平面没有下降到沉积滨线坡折处，整个滨面没有暴露，低水位扇和有堤水道复合体不发育。相反，陆架边缘楔（陆架边缘体系域）可直接进积在陆架坡折和陆坡之上（图6-10）。

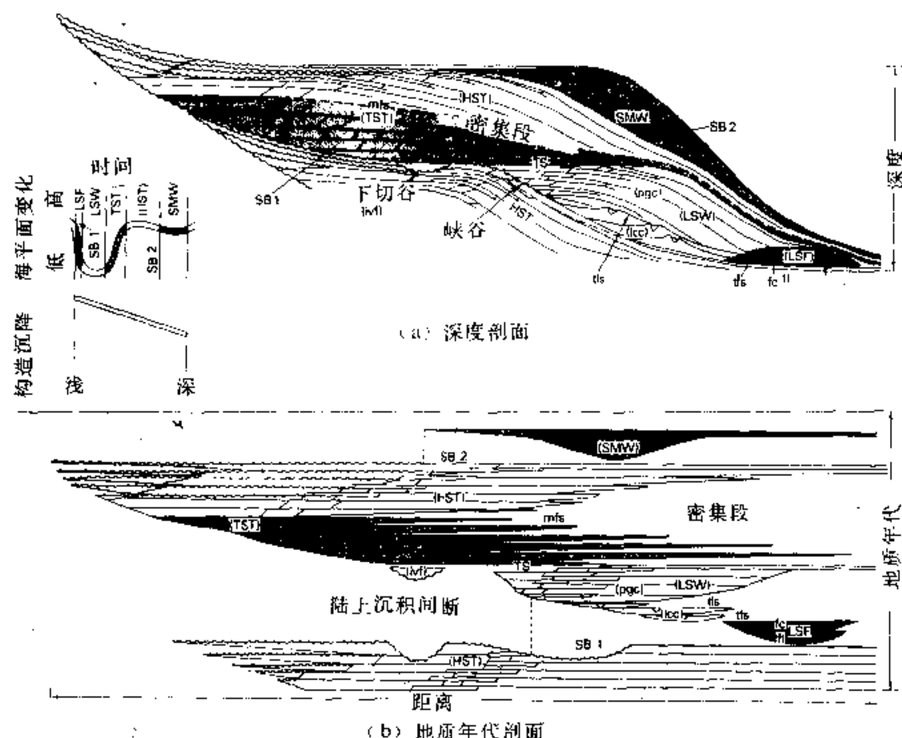


图6-10　显示出沉积体系域及其界面的地层层序的沉积模型

模型显示了与1型边界有关的体系域（即低水位扇、低水位楔、海进体系域和高水位体系域）。陆架边缘体系域发育在2型层序边界之上（见正文）。(a) 体系域在深度上的几何形态；(b)(a) 中的特征同地质年代的关系。界面：SB—层序边界，SB1—1型，SB2—2型；DLS—下超面，mfs—最大洪泛面，tfs—扇顶面，tls—具堤的水道顶面；TS—海进面（最大海退之上的第一个洪泛面）；体系域：HST—高水位体系域；TST—海进体系域；LSW—低水位体系域，ivf—下切谷充填，pgc—前积复合体，lcc—具堤的水道复合体；LSF—低水位扇体系域，fc—扇水道，fl—扇朵叶；SMW—陆架边缘楔体系域

在一个完整的海平面变化周期内，尽管低水位相和高水位相通常表现为相对较厚的层段，海进相表现为较薄的层段，可是低水位、海进和高水位相都是很明确的。

在露头剖面中，可以在三个显著的沉积界面两两之间识别低水位、海进以及高水位体系域。第一个是“海侵界面”（图6-10）。它出现在低水位体系域的顶部。海侵面是标志着海平面越过陆架开始更迅速地推进的第一个海泛界面。通常，该界面以显著的岩性变化为标志。比如，从下伏的边缘海相到上覆的近滨海相环境，或者，在外陆架和陆坡上由较多的陆源沉积到较少的陆源沉积。海侵面之下的低水位沉积以层序中最大海退阶段的沉积物为特征。如果低水位沉积缺失的话，海侵面将与下伏层序边界的不整合部分相重合。

第二个在陆架地层露头上易于识别的界面是陆架的“最大海泛面”。该界面在地震剖面上表现为“下超面”。当沉积中心由于海平面快速上升而向陆地方向迁移时，下超面与外陆架和陆坡上的沉积物欠补偿期伴生。沉积物的欠补偿造成了物理上的密集段（见本卷 Loutit

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

等，对密集段及其地层意义的详细探讨)。密集段部分形成于层序的海进体系域内，部分形成于高水位体系域内。由于缺少陆源物质注入，密集段可能表现为远洋化石高度密集的一个层段、富含海绿石或磷酸盐的地层，或者是由于成岩作用形成的硬地。在密集段内，沉积物欠补偿的相对延续时间向盆地方向增加，直到越过陆源物质的影响区，在较深的盆地中，出现了生物成因沉积，它们表现为一系列相互迭置的密集段。这个下超面把海进体系域与高水位体系域分隔开来。同时，与该界面相伴生的古动物群和岩性上的显著变化，也常使人把它与层序边界相混淆。

第三个界面是层序边界。它在地震剖面上表现为海岸上超模式向下（向盆地）的转移，或者是地震剖面上的削蚀现象。露头上，层序边界可能是一个很显著的不整合，或是可以与之对比的整合，这取决于该段在沿陆架—盆地方向的剖面上所处的位置和海平面下降的速率。比如，如果该层段位于陆架上的近源区（向陆地方向），则该区域内低水位沉积出现的可能性将减小或者被排除。在这种情况下，层序边界可能就是与海进面相重合的不整合面（图 6—10）。向盆地方向，层序边界逐渐变成整合，并且可能以从互层式前积型沉积变化为更加块状的加积型沉积为特征。

运用前面概括的层序地层学原理（详见本卷 Jervey 和 Posamentier 等）对世界上不同部位大陆边缘和内陆剖面进行了露头上的中、新生代海平面周期的解释工作。不过，迄今为止，编录的大量资料来自西欧、美国墨西哥湾和大西洋沿岸以及美国西部的内陆剖面。新西兰、澳大利亚、巴基斯坦以及 Bjφrnφya 和 Svalbard 的北极岛屿等剖面也为编录工作提供了资料。为周期图上层序的编录做出贡献的剖面的目录见附录，对新生代地层做出贡献的见附录 C，对白垩纪地层见附录 D，对侏罗纪地层见附录 E，对三叠纪地层见附录 F。

1.露头研究的几个实例

为了说明不同背景下露头剖面的层序地层学分析，我们收集了三个露头研究实例。第一个取自巴黎盆地卢台特阶（Lutetian）的新层型剖面；第二个取自森诺曼阶的典型地区剖面；第三个取自巴基斯坦 Salt Range 地区赛特阶（Scythian）的一条参考剖面。露头上识别体系域边界的其它实例已被 Sarg、Donovan 等、Greenlee 等（在准备中）、Loutit 等以及 Baum 等列举于本书中。在上述研究和下面给出的讨论中，在应用层序地层学概念识别的海平面变化周期方面，做了全面的介绍。

露头上对沉积界面和层序边界的识别，是建立在相对海平面变化影响沉积相关系这么一个前提基础上的。在岩相有显著变化的地区，最容易作出沉积相的正确分析。通常，在浅水碎屑环境里的相变，要比在碳酸盐岩环境里的相变更明显。此处给出的这三个例子的初步层序解释，是以已发表的资料中可利用的相分析及随后进行的露头考察为依据的。不过，必须强调：更准确地确定沉积界面位置，需要在更广泛的区域基础之上对这些剖面做更详细的岩石—生物相分析来加以证实。

第一个例子，中始新统下部的“标准”卢台特阶的新层型剖面，以巴黎盆地 St.Leu d′Esserent 的下卢台特阶与 St.Vaastles—Mello 的中、上卢台特阶的综合剖面为基础（Blondeau，1980；Blondeau 和 Renand，1980）。下卢台特阶由约 12m 厚的粗砂和含海绿石的白云质灰岩组成，中、上卢台特阶则由 33m 厚的石灰岩、和石灰岩，泥灰岩及粘土互层组成，上覆为第四纪砂（图 6—11）。其中可识别出四个层序边界。

最下部的层序边界（49.5Ma）位于库伊兹阶（Cuisian）的含云母砂岩与构成海进式沉积基底的上超式下卢台特阶上超沉积基底的海进含苔藓动物和鲨鱼牙齿的海绿石粗砂岩之

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

间。在 St. Leud'Esserent，层序边界与海进面被认为是重合的，本区库伊兹阶与卢台特阶之间存在的不整合证明了这一点。向上，下卢台特阶砂质海进沉积中钙质逐渐增多。在该区，下超面出露不好。因此，在该典型剖面中，卢台特阶的底便落在 49.5Ma 年龄处的层序边界与 49.0Ma 处的下超面之间。

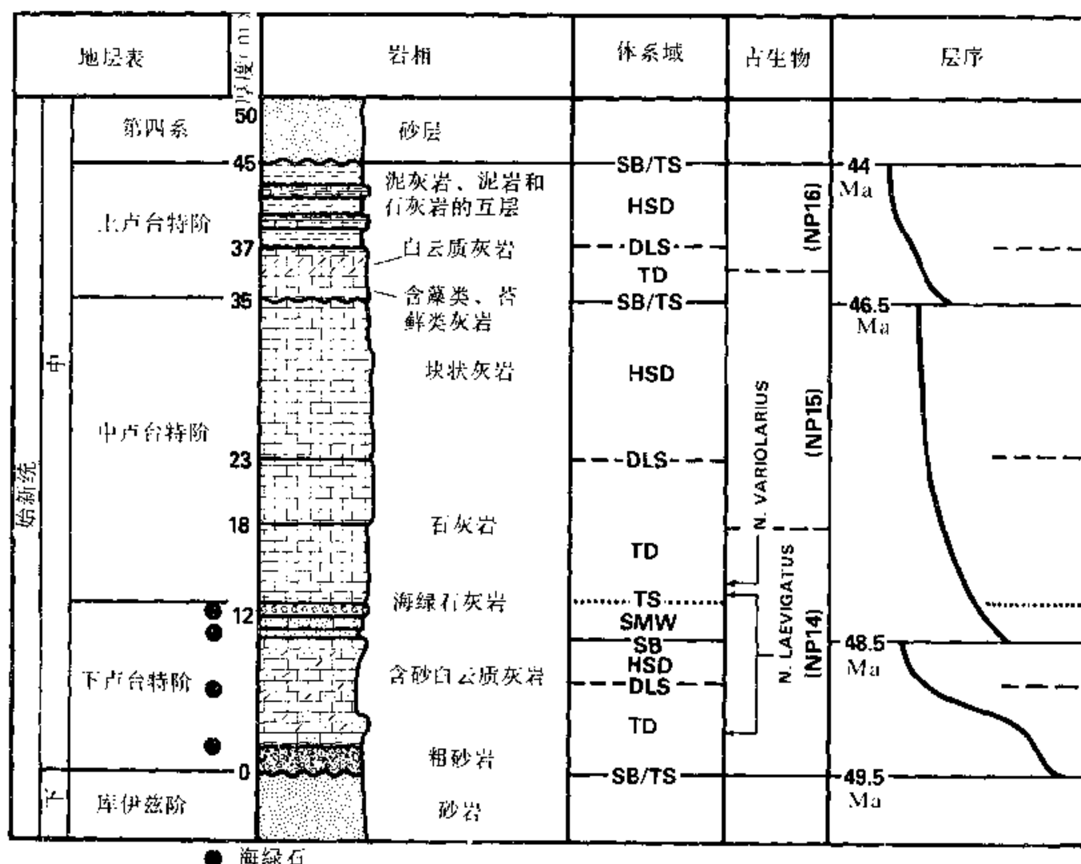


图 6—11 巴黎盆地卢台特阶（中始新世）新层型剖面的岩石相、生物地层表和层序地层表

剖面是 St.Leu d'E sserent 的下卢台特阶和 St.Vaastles–Mello 的中、上卢台特阶的综合（地层划分和岩性剖面据 Blondeau，1980，和 Blondeau 与 Renard，1980，在古生物栏里，间接的超微古化石带配置据 Bouche，1962，和 Aubry，1983）。在体系域栏内的符号说明如下：SB—层序边界；TS—海进界面；TD—海进沉积、HSD—高水位沉积；SMW—陆架边缘楔（见正文中的进一步说明）

在下卢台特阶的上部可以识别出第二个层序边界（48.5Ma），此处含砂钙质沉积被含 *Nummulites Laevigatus* 的海绿石砂岩所覆盖。海进面以富含 *N.Leavigatus* 的海绿石砂质灰岩为标志。习惯上认为，富含化石的海进面为下、中卢台特阶之间的界限（Blondeau，1980）。层序边界与海进面之间的砂质海绿石沉积被解释为薄的陆架边缘楔。覆盖在海进面上的海进沉积，由富含软体动物印模的粗砂屑灰岩组成。下超面在 St.Vaastles–Mello 出露最好，它位于 12m 厚的代表本层序高水位沉积的富含小粟虫的块状细砂屑灰岩层（"Banc Royal"）的底部。

年龄为 46.5Ma 的层序边界位于中卢台特阶高处粗粒屑灰岩底部的"Banc Royal"之上。此层序内的下超面以海进体系域的高能粒屑灰岩向高水位体系域的泥灰岩与细粒灰岩互层的过渡为标志。第四个层序边界在 44Ma 处，位于上卢台特阶泥灰岩、粘土和石灰岩交互层与

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

奥维尔斯阶（Auversian）海进砂岩之间。在 St.Vaast，由于第四系沉积物不整合地上覆于上卢台特阶之上，所以这一个层序边界未出露。

从巴黎盆地别处的卢台特阶获得的钙质超微化石间接资料（Bouche，1962；Aubry，1983）使这四个层序得以与海面周期图进行对比和定位。

第二个露头研究的实例来自巴黎盆地东南部标准森诺曼阶地区。在 Le Mans–Ballon 和 Theligny–St.Calais 地区的剖面上，阿尔布阶最上部不整合地覆于牛津阶石灰岩之上，这标志着本区最下部的层序边界（98Ma）。图 6–12 表示得自这两个地区的综合图（P.Juignet 编），伴以根据对沉积相关系的广泛和区域性考虑的岩石地层、生物地层划分（菊石带据 Amédro，1980，1986；Wright 和 Kennedy，1984）和层序地层解释。

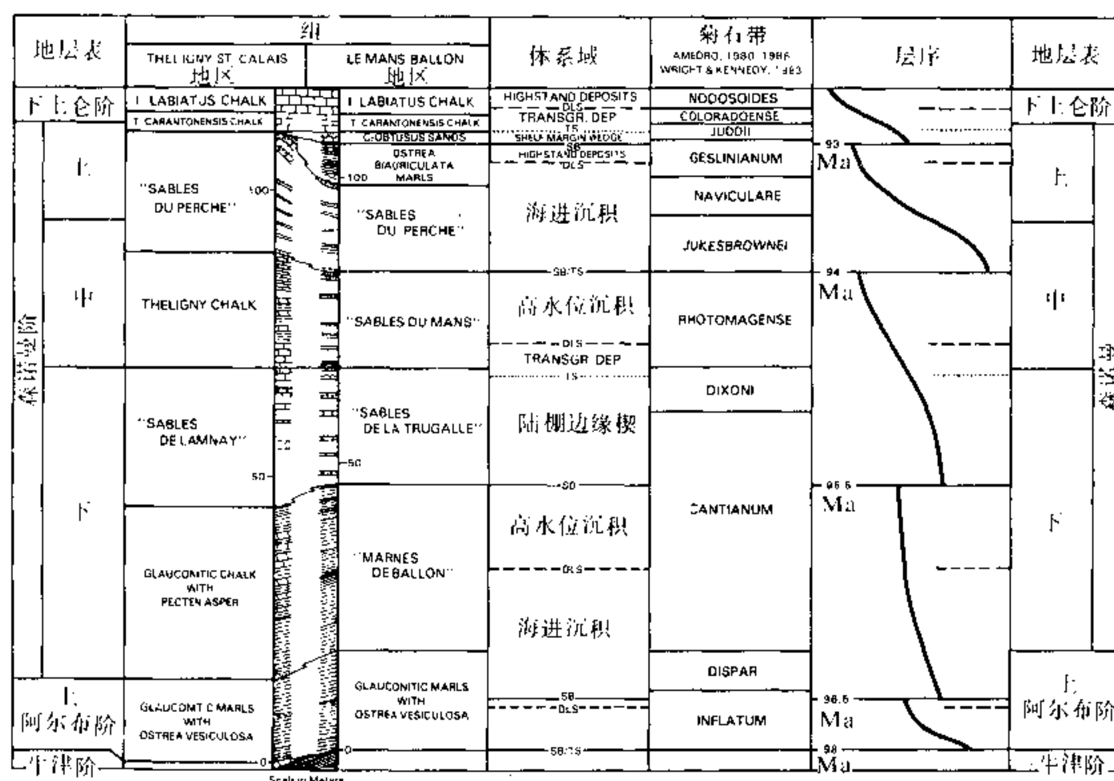


图 6–12 森诺曼阶标准地区（Theligny–St.Calais 和 Le Mans–Ballon 地区）岩性地层表（P.Juignet 编）、生物地层表（据 Amedro，1980，1986，以及 Wright 和 Kennedy，1983）和层序地层解释综合图。体系域栏目中的符号参见图 6–11 说明

Le Mans—Ballon 和 Theligny–St.Calais 两个地区的剖面都是由 115m 到 120m 的海绿石泥灰岩、砂岩、白垩和石灰岩组成，第二个层序边界（96.5Ma）位于上阿尔布阶含 *Ostrea Vesiculosa* 的海绿石泥灰岩层内。尽管该界限在区域范围内可以识别出来，可在图 6–12 所示的两条剖面中它却很隐蔽。在 Theligny–St.Calais 剖面上，该层序内的下超面以含白垩较多的深水相为标志。第三和第四个层序边界（分别为 95.5 和 94Ma）不太隐蔽，可根据从下伏高水位后期的泥灰岩和石灰岩互层相向上覆陆架边缘砂岩的变化加以识别。陆架边缘相在这两个层序的下部发育很好，并由砂岩组成，该砂岩向上逐渐递变为钙质含量增多的海进相。高水位沉积由泥灰岩和薄层灰岩的互层组成。

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

在森诺曼阶，最上部的层序边界（93Ma）是一个位于 *Catopygus Obtusus* 砂岩底部的一个小型层序。该砂岩被解释成陆架边缘楔相，标志着浅水碎屑沉积环境向全面加深的沉积环境的一次短暂回复。下超面刚好位于 *Inoceramus labiatus* 白垩内的森诺曼阶—土仑阶界限之上。

剖面中建立的完善菊石带，有助于在年代地层格架中划定层序和体系域边界的位置。这种对阶的层型剖面或其等价物（如果存在）的研究，是说明层序地层方法如何帮助更精确地标定全球年代地层格架中海平面周期位置的很好的实例。

第三个露头研究的例子来自巴基斯坦 Salt Range 的赛特阶（下三迭纪）（图 6–13）。晚二叠纪到早三迭纪在 Salt Range 是一套出露很好的连续地层，同时，一系列易于理解的剖面为这一层段提供了一个很出色的特提斯海古生物和海平面的记录。基于这些原因，Salt Range 达到了二迭纪末和早三迭世期间全球性参考剖面的水平。

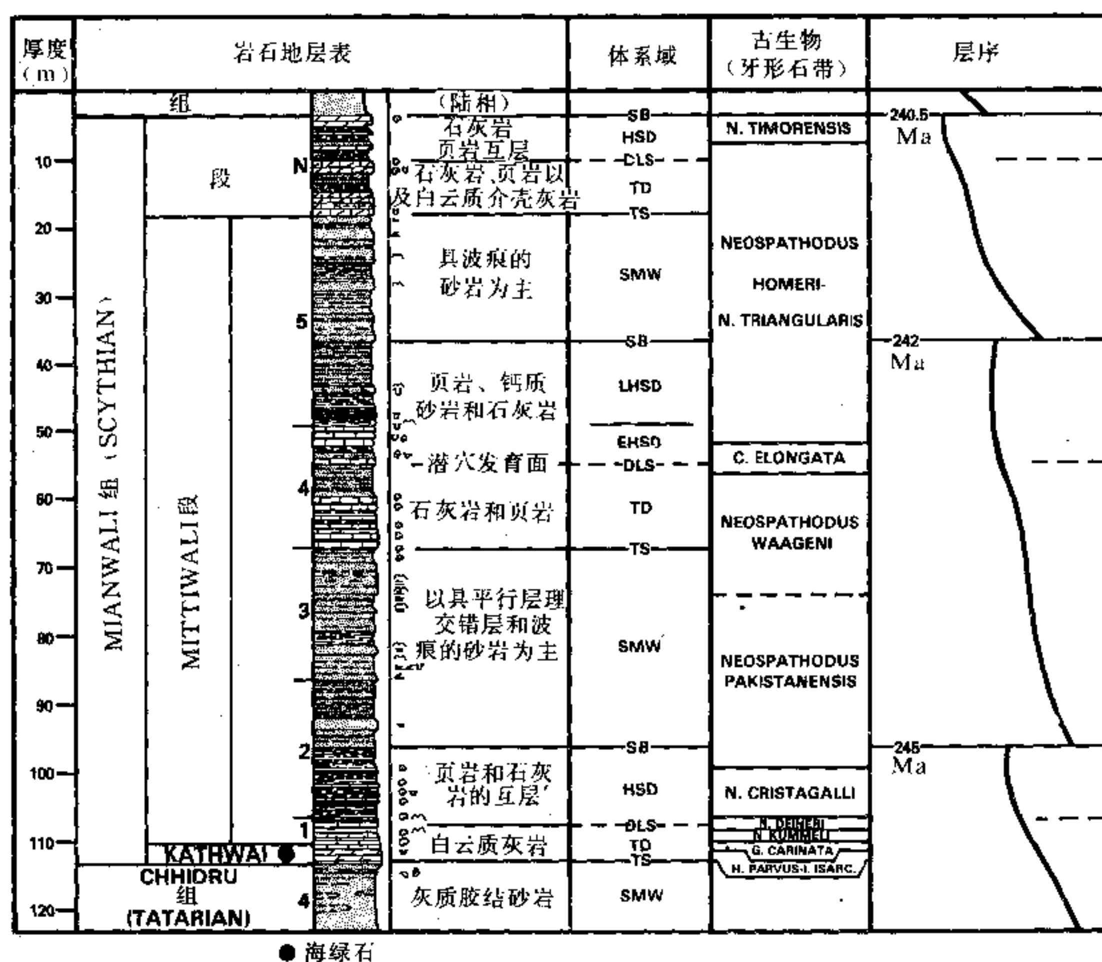


图 6–13　巴基斯坦 Salt Range，Nammal Gorge 赛特阶（下三叠纪）剖面的岩石地层、古生物和层序地层资料

岩石地层表据 Nakazawa 等（1985）、古生物分带据 Matsuda（1985）。体系域栏目中的符号见图 6–11 的说明。EHSD—早期高水位沉积；LHSD—晚期高水位沉积（LHSD 原文误为 LHDS）

Salt Range 的赛特阶（Mianwali 组）（Nakazawa 等，1985）由碎屑岩和碳酸盐岩的混合剖面构成。它的顺着陆架到陆坡剖面（外陆架，靠近沉积陆架边缘）的相对位置表明：层

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

序边界是整合的，但是在岩性上表现的很隐蔽。然而，海进面却以显著的岩性变化为标志。根据与这些界面伴生的典型的显著物性特征，下超面也很容易识别（图 6-13）。

本剖面中二叠纪—三叠纪的界限（Chhidru 与 Mianwali 组之间；见图 6-13）是一个明显的海进面，它以下伏陆架边缘楔相砂岩向上覆海进白云质灰岩变化为标志。海进沉积相对较薄，并通过一个潜穴面为标志的密集段，标志着进入页岩和石灰岩互层的高水位相。上覆层序的边界在岩性上表现得相当隐蔽，但显示出粗砂岩等陆源物质注入量的增加。

下一个年代较新的层序，由一个相对较厚的陆架楔组成，它具有一系列相互迭置的、发育着平行层理和交错层理的砂岩准层序。陆架边缘相顶部表现为下伏砂岩向上覆海进体系域页岩和石灰岩的一次显著变化。它们向上逐渐递变为高水位体系域的钙质砂岩和石灰岩。其间的下超面以潜穴为标志。早期高水位体系域沉积以石灰岩为主，而其晚期相则由页岩和砂岩的互层组成。

上覆的层序边界在野外再次显得非常隐蔽，尽管这个边界的上、下陆源物质的注入量有所增加。这个较厚的陆架边缘体系域的砂岩和页岩，突然被海进体系域的石灰岩、页岩以及白云质介壳灰岩所覆盖。该层序的高水位相由石灰岩和页岩互层构成。这些岩层依次被 Tredian 组陆相沉积所覆盖，这种岩相转变标志着剖面中最后一个层序边界。

Salt Range 剖面上，相当不错的化石记录有：牙形类、菊石类、介形类以及沟鞭藻类。人们对这些生物组合进行过广泛的研究，并且把它们同全球地层表结合了起来（如：Matsuda，1985；Nakazawa 等，1985）。从而有可能准确地测定海进面、下超面以及层序边界的年龄。

九、周期图说明

图 6-14 到图 6-17 提出了新生代、白垩纪、侏罗纪以及三叠纪的海平面变化年代表。本文同时也提供了一张概括有中、新生代年代地层表和海平面周期的大比例尺综合图（见袋中）。这些周期图综合了线性年代标度（以 Ma 或距今的百万年计，为使用方便，图的左、右及中间都附有）与磁性年代地层表、标准年代地层表、生物年代地层表和层序地层表。

磁性年代地层表包括有：极性反转序列、洋底磁异常数标（从牛津阶至今）以及带有数码的极性年代带名称（据 Harland 等，1982）。晚白垩世和新生代年代数码据 Tauxe 等（1983），卡洛夫期到阿普策期（Aptian）的采自 LaBrecque 等（1983）。为了和以往的文献进行对比，旧的晚第三纪极性"世"体系（LaBrecque 等，1977、1983）也被包括在内。然而，在目前的这个版本中，极性世 7 到 14 与磁异常的对比，按照 Barron 等（1985）资料作了修正。

周期图采纳的磁性地层表综合了四类不同性质的古地磁数据。对距今 6.5Ma 以来，可以使用与可靠的熔岩放射性测量年龄相结合的准确的地磁极性标度（McDougall 等，1976，1977，Mankinen 和 Dalrymple，1979）。新生代磁极反转标度（大于 6.5Ma 至磁异常 32）是根据三个洋盆海洋磁异常累计平均年龄做出的，这一点前面已做了讨论。这段时间的综合极性标度，是根据经过 LaBrecque 等（1977）和 Lowrie 与 Alvarez（1981）提出改进后的 Heirtzler 等（1968）的海洋磁异常标度推出的。对照根据现有侏罗纪—白垩纪放射性测年数据作出的最佳拟合数值标度，通过对 M 系列磁异常和标准阶的标定校准，牛津阶至巴列姆阶的磁极标度已经正式通过。经过 Larson 和 Pitman（1972），Larson 和 Hilde

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

(1975) 以及 Cande 等 (1978) 的研究，M 系列磁异常标度得到了发展。最近，Kent 和 Gradstein (1985) 对这些磁异常与阶的界限之间的关系的校正进行了探讨。不过这里，据 Lowrie 等 (1980) 的发现，我们把靠近阿普第阶顶部（在 MO 之上）的一个小的磁极反转事件包括在内。对卡洛夫阶以前的侏罗系和三迭系，由于没有海底磁异常数据可以利用，因此磁极反转序列是从 Helsley (1969)、Burek (1970)、McElhinny 和 Burek (1971)、Perchesky（在 Creer，1977)、Perchesky 和 Khramov (1973)、Helsley 和 Steiner (1974)、Marton 等 (1980)、Channell 等 (1982) 以及 Hörner 和 Heller (1983) 的古地磁研究综合而成的。该层段地磁分带的名称主要根据 Burek (1970)、McElhinny 和 Burek (1971) 以及 Perchesky 和 Khramov (1973)。

年代地层剖面包括系、统、阶的划分谱系。我们采用了通常使用的欧洲各阶的名称，因为它已成为全球范围内对比的"标准"。诸如 Buntsandstein、Muschelkalk、Keuper、Lias、Dogger、Malm、Neocomian 以及 Senonian 等广泛用于区域地层文献中的超阶名称也被纳于阶的表柱上，但它们不代表正式资格。采纳北海通常的用法，侏罗系和白垩系界限被置于波特兰阶 (Portlandian) 与里亚赞阶 (Ryazanian) 之间（在 131Ma 处），在欧洲的陆相地层文献中，常把与之相当的界限置于提通阶 (Tithonian) 与贝利亚斯阶 (Berriasian) 之间（在 134Ma 处）。

周期图的第三部分包括了生物年代地层表。该部分综合了两类资料：已被正式确认的分带，和一些尚未被确立正式分带的化石属种的首次及末次出现事件（生物面）。每张周期图所包含的分带都有差异，这取决于各段时期分别采用的化石组合。四张周期图都包含了由埃克森 (Exxon) 生产研究公司的孢粉学家 (L.E.Stover M.Millioud，N.S.Ioannides，R.Jan de Chêne，Y.Y.Chen，J.D.Shane 以及 B.E.Morgan) 综合和汇编的孢粉生物面（大多数为沟鞭藻类，除了早三迭世有些花粉和孢子外）。这些资料大多数是根据西欧的或者北海地区的资料。

在新生代周期图上（图 6–14)，生物年代地层资料包括：据 Blow (1969)、Berggren (1972)、Stainforth 等 (1975) 的浮游有孔虫类分类；据 Martini (1971)、Okada 和 Bukry (1980) 以及 Bukry (1981) 的钙质超微古化石分带，据 Sanfilippo 等 (1981，1985) 的放射虫分带以及据 Gombos (1982) 和 Ciesielski (1983)、Fenner (1985) 及 Barron (1985) 的硅藻类分带。

白垩纪生物年代地层资料（图 6–15）包括：据 Premoli–Silva 和 Bolli (1973)、Premoli–Silva 和 Boersma (1977)、van Hinte (1976)、Robaszynski 等 (1979，1983) 以及 Caron (1985) 的浮游有孔虫分带；据 Alleman 等 (1971) 以及 Remane (1978，1985) 的 Calpionellids 分带；据 Thierstein (1976)、Sissingh (1977)、Manivit 等 (1977) 以及 Roth (1978，1983) 的钙质超微古化石分带。白垩纪北方生物带的大化石带（大多数为菊石类和箭石类，在晚白垩世也有一些海胆类）据 Rawson 等 (1978) 和 Kennedy (1984)。特提斯海的菊石带据 Cavalier 和 Rogers (1980)、Busnardo (1984)、Amedro (1980，1981，1984)、Kennedy (1984)、Robaszynski 等 (1983) 以及 Clavel 等 (1986) 不同作者。

侏罗纪生物年代地层表（图 6–16）包括：据 Pessagno (1977)、Pessagno 和 Blome (1980)、Baumgartner (1985) 以及 Pessagno 等 (1987a，b) 的放射虫事件和基本分带与据 Barnard 和 Hay (1974)、Medd (1982)、Hamilton (1982) 以及 Roth 等 (1983) 的钙

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

质超微古化石分带。北方生物带的菊石带和亚带据 Cope（1980）。

三迭纪周期图（图 6–17）包括：据 Blome（1984）的放射虫分带以及据 Mosher（1970）、Sweet 等（1971）和 Matsuda（1985）的牙形石分带。特提斯海的菊石带据 Tozer（1984），而北美菊石带据 Silbering 和 Toier（1968）。

周期图的第四部分由层序年代地层表组成，它包括层序年代带。一级层序年代带包括巨型层序和巨型层序组年代带。显生宙分成两个巨型层序组年代带（上和下）。从晚二迭世至今的整个时期与显生宙巨型层序组上带相吻合。而中、新生代由三个巨型层序年代带组成（Absaroka 上部、Zuni 以及 Tejas）。这里所采用的层序年代带名称以 Sloss（1963）的层序名称为依据。巨型层序分为二级的超层序和超层序组年代带。7 个超层序组包括了 27 个超层序，所有超层序都结束于大规模的层序边界。与层序年代带名称紧挨着的❶是按比例绘制的与每个二级层序相伴生的海岸上超相对变化曲线。三级层序年代带包括了那些终止于大规模、中等规模以及小规模层序边界的层序，在周期图上，这些边界也做了同样的区别❷。从三迭纪至今，已识别出 120 个层序年代带，其中有 19 个起始于大规模的海平面下降处，43 个起始于中等规模的海平面下降处、58 个以小规模的海平面下降为起点。一般说来，在地震地层的分辨能力上，只有大规模和一部分中等规模的周期可以识别出来，而要解决小规模的周期，则需要做详细的测井和（或）野外露头研究。

在海岸上超栏目旁边，层序边界和下超面的年龄象沉积体系域一样，列在单独的栏目里。观察到低水位扇的边界以“F”标出。在每个海岸上超周期内，无阴影的三角部分代表了该层序中的密集段（见本卷 Loutit 等）。三角形表示继海平面快速上升之后陆架和陆坡处的缓慢沉积期，其时间延续长度向盆地方向相对增加。根据与密集段的相伴生的下超面线条的宽窄，也可以识别出密集段的相对规模（大、中或小）。

长周期和短周期的海平面变化曲线构成了周期图的最后部分。升降标度❸代表目前我们对海平面升降与全球范围内现代平均海平面相比较而得出的最佳估计。对长周期海平面变化相对幅度的估计，我们采用了 Hardenbol 等（1981）所描述的方法，同时，Harrison（1986）所采纳的方法（在土仑阶）也具有很高的价值。根据地震和层序地层资料对短周期海平面变化相对幅度做出的估计是最佳的估计。尽管我们相信这些估计在实用的精度范围之内，然而，随着今后确定海平面幅度的更好、更严格的方法的出现，对它们❹可能还要做出修正。现今的长周期和短周期海平面是有区别的，因为对长周期海平面曲线的估计是在假设全球没有冰的前提下做出的。

在长周期中，晚古生代的低海平面在鞑靼期（Tatarian）（晚二迭世）达最低点。这种低海平面趋势一直保持到三迭纪和早侏罗世。在赫唐期（Hettangian）又有一次显著的海平面下降。总体上，早、中侏罗世大部分时期的海平面一直较低，在巴柔期（Bajocian）有一次轻微的上升。在卡洛夫期这种低海平面的趋势终于反了过去，整个牛津期海平面长期持续上升，在启莫里支期（Kimmeridgian）达侏罗纪的一次峰值。

在凡兰吟期（Valanginian）的一次重大下降之后，海平面开始了又一次上升，在土仑

---

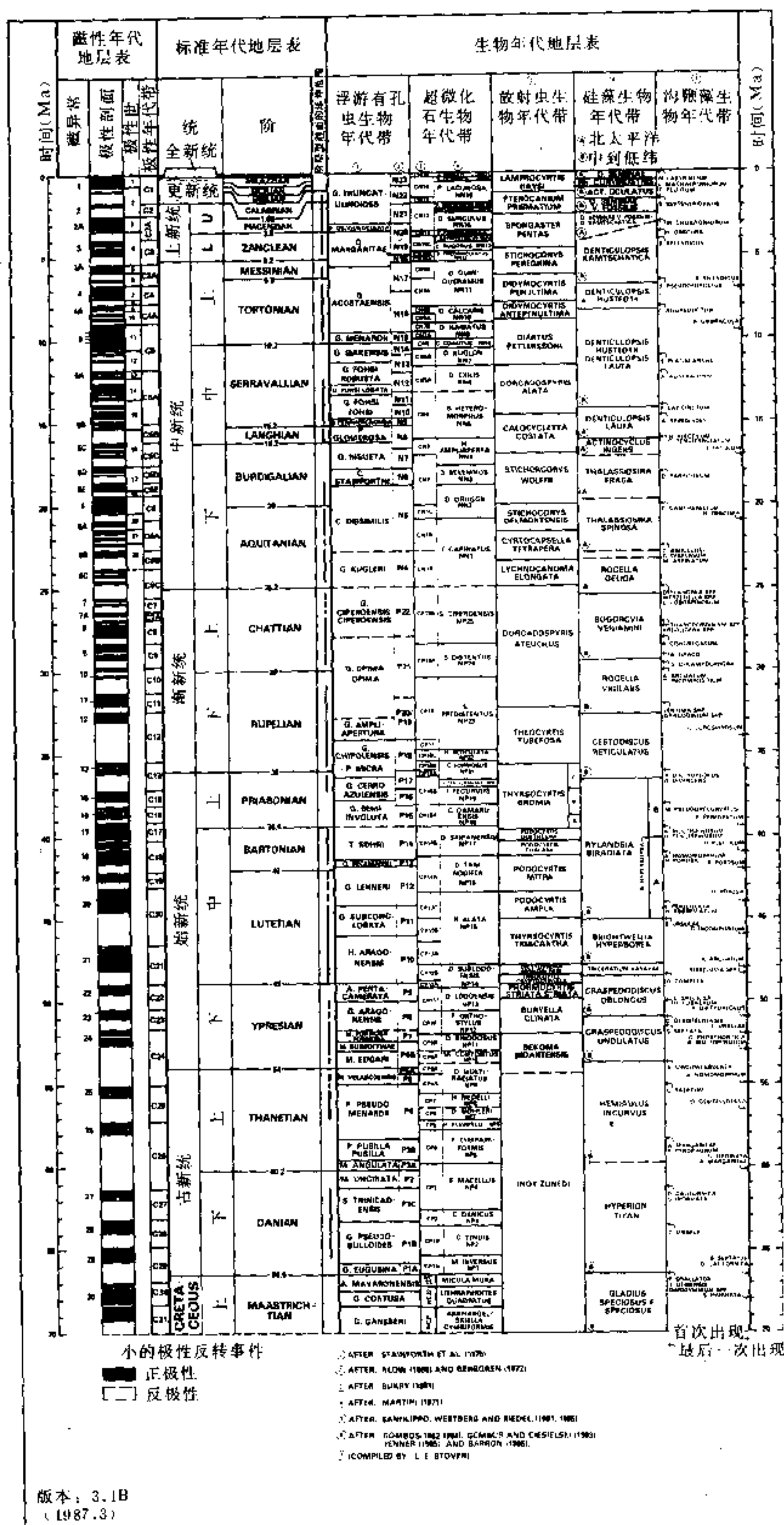
❶向右。——译者

❷有大、中以及小规模三种级别。——译者

❸升降标度即海平面变化栏目中的水平比例尺。——译者

❹指周期表中现在使用的海平面变化幅度的估计。——译者

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn



PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

层序年代地层表

（一级）（二级）

巨周期组 巨周期 超周期组 超周期 周期（三级）

海岸上超相对变化曲线

陆地方向 盆地方向

层序边界的年代 下超面的年代 体系域

海平面变化曲线

时间（Ma）

上显生宙

TEJAS (T)

TEJAS B (TB)

TEJAS A (TA)

TB3 TB2 TB1 TA4 TA3 TA2 TA1

LONG TERM

SHORT TERM

层型边界类型

2型

1型

无海岸上超的低水位扇

相对幅度的图解

层序边界

密集段

小 中 大

*据Vail及Hardenbol（1981）以前编的周期图层序年龄

体系域

HS 高水位沉积

TR 海进沉积

LSW 低水位楔

F 已知扇的年代

SMW 陆架边缘楔

B.U. HAQ, J. HARDENBOL P.R. VAIL, R.C. WRIGHT, L.E. STOVER, G. BAUM, T. LOUTIT, A. GOMBOS, T. DAVIES, R. JAN DU CHENE, C. PFLUM, K. ROMINE, H. POSAMENTIER

图6-14 新生代的年代地层和海平面变化周期图

图中从左到右包括有：磁性年代地层表、标准年代地层划分，生物年代地层表以及层序年代地层表（此处所使用的地层术语见表6-1）。层序年代地层表包括各周期名称（据 Sloss，1963，有修改）和观察到的、与不同周期相关联的海岸上超相对变化曲线，每个海岸上超周期中，无阴影的三角代表密集段，反映海平面快速上升之后外陆架和陆坡区缓慢沉积的时期。图底部的图例说明了层序边界的类型（分别同快速和缓慢的海平面下降相联系着的1型和2型），曲线的宽窄表示的层序边界和密集段的相对规模（大、中和小），以及用于体系域中的符号。在体系域栏目中，观察到低水位扇的I型层序边界用"F"指出。最后是长周期和短周期的海平面曲线。在该图的早先版本中（Haqe等，1987）被无意漏掉的2.4Ma处的事件在此已被添上了

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

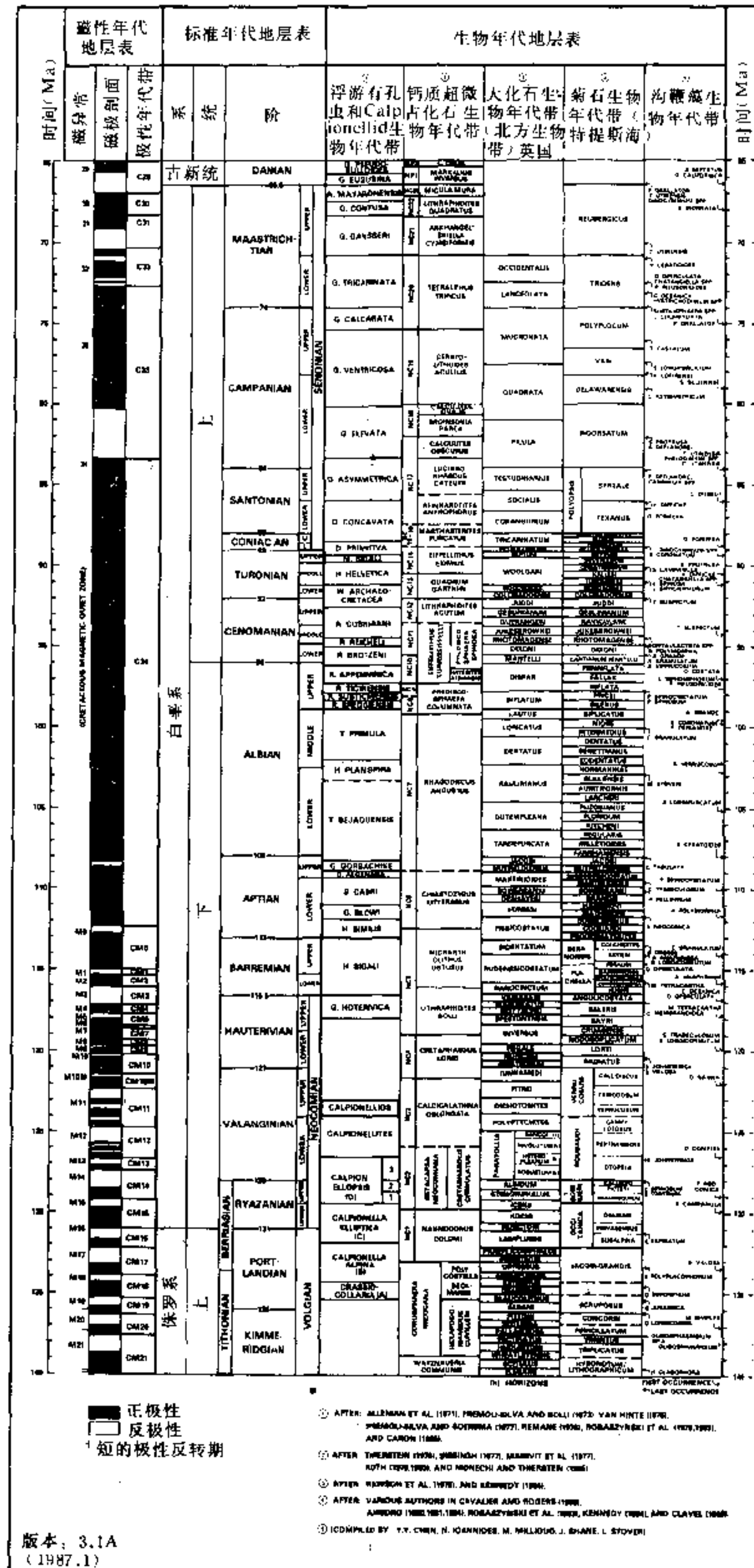
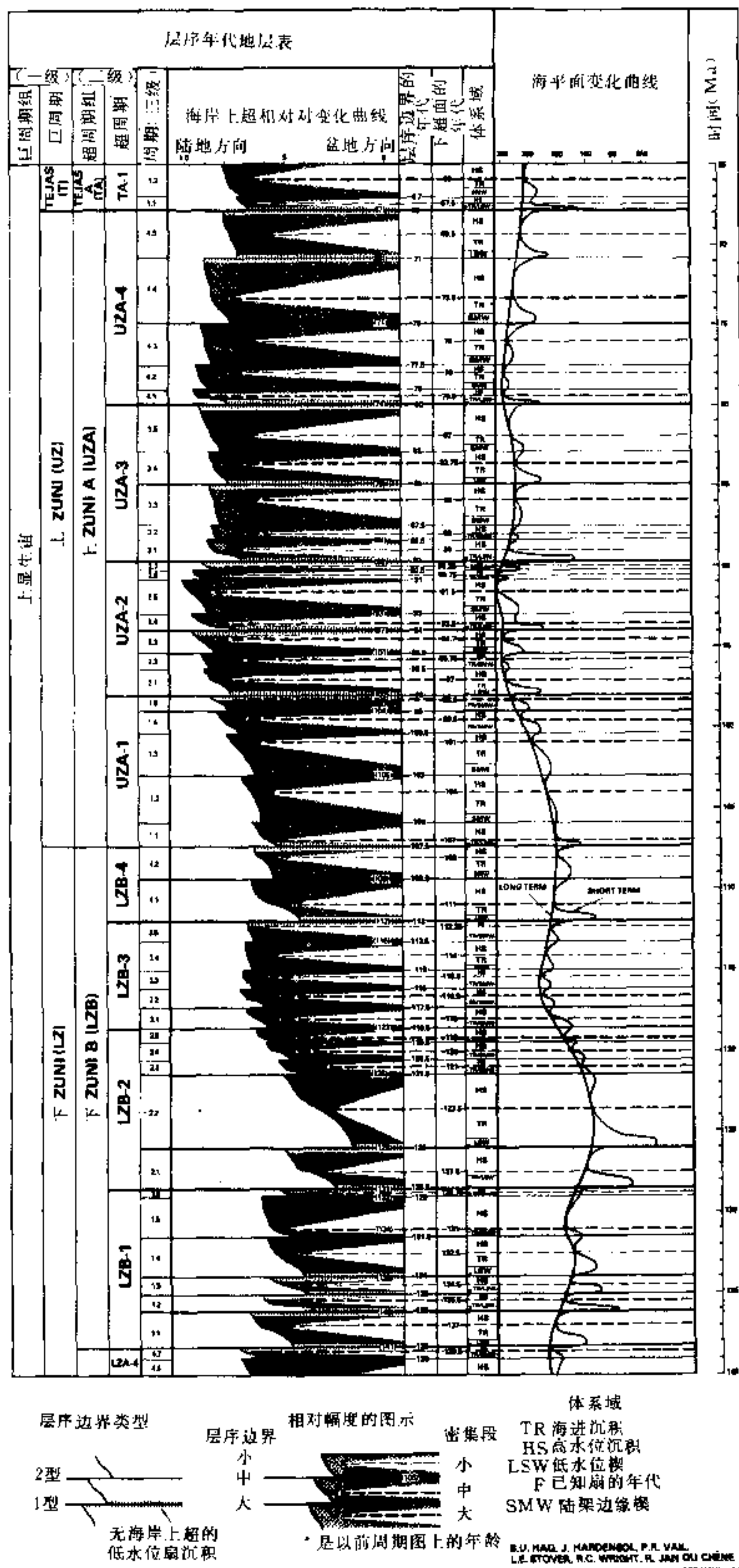


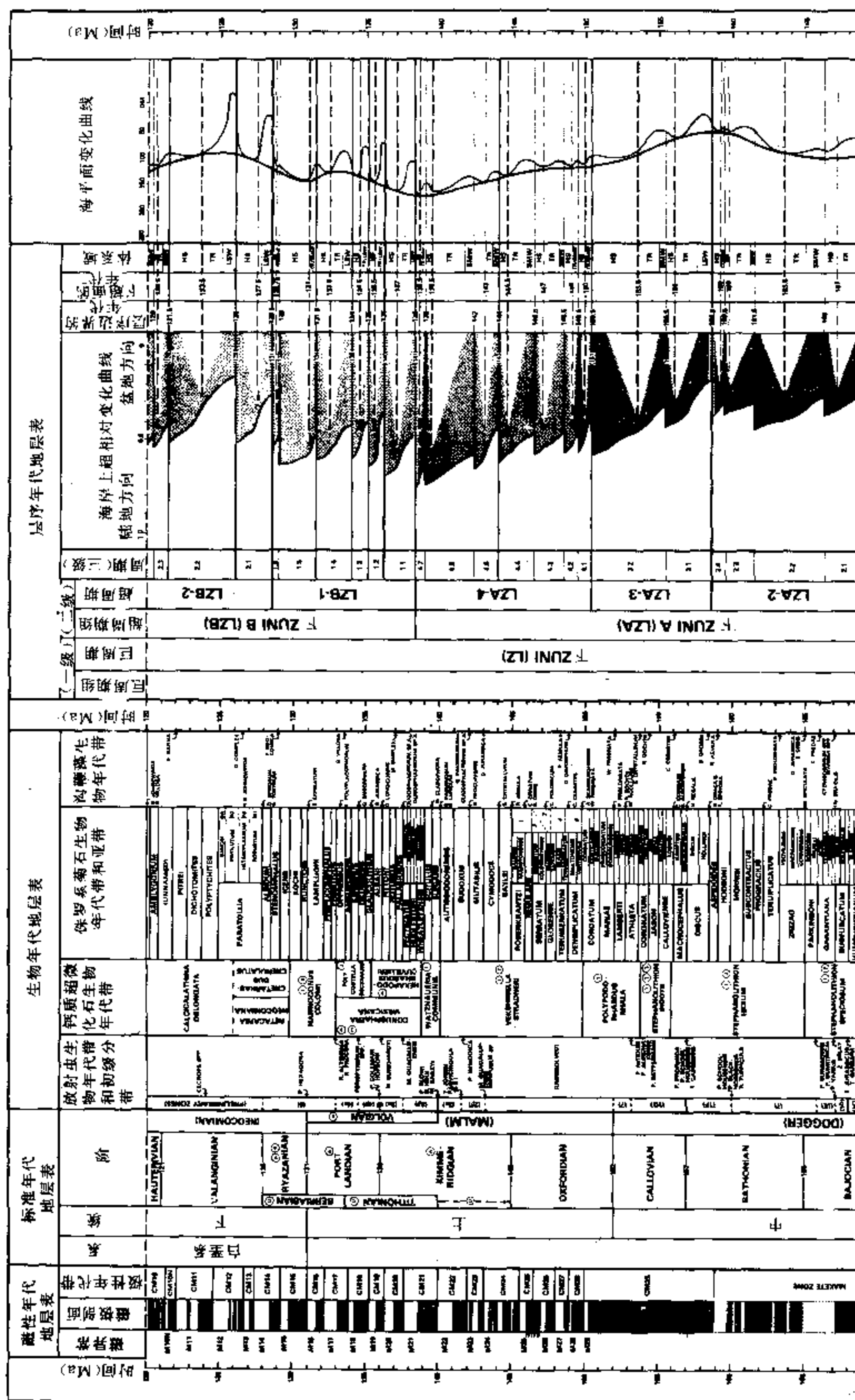
图 6-15　白垩纪年代地层和海平面周期图

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn



(见图6—14注释和正文中的说明)

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn



PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

侏罗系 T 三叠系

AALENIAN TOARCIAN PLIENSBACHIAN SINEMURIAN HETTANGIAN RHAETIAN NORIAN

(LIAS) (KEUPER)

上 ABSAROKA (UA) 上 ABSAROKA B (UAB) (UAA)

LZA-1 UAB-4 UAB-3 UAB-2 UAB-1 UAA-4

上显生宙

LONG TERM SHORT TERM

正极性
反极性
I 短的极性反转期

①英国用法
②苏联用法
③法国用法

*首次出现
最后一次出现

层序边界类型
2型
1型
无海岸上超的低水位扇

层序边界
小
中
大

相对幅度的图示

密集段
小
中
大

*层序的年代是以前Vail等（1984）周期图中的年代

体系域
HS 高水位沉积
TR 海进沉积
LSW 低水位楔
F 已知扇的年代
SMW 陆架边缘楔

版本 3.1
（1986.10）

B.U. HAQ, P.R. VAIL, J. HARDENBOL, J.P. COLIN, L.E. STOVER, N.S. IOANNIDES

图 6-16 侏罗纪年代地层和海平面周期图（见图 6-14 注释和正文中的说明）

这个暂时性的前卡洛夫期前磁极反转模型（用灰色和白色显示）是根据已知古地磁资料综合而成的，随着这段地层更多数据可供使用，这个模型将会得到修正

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

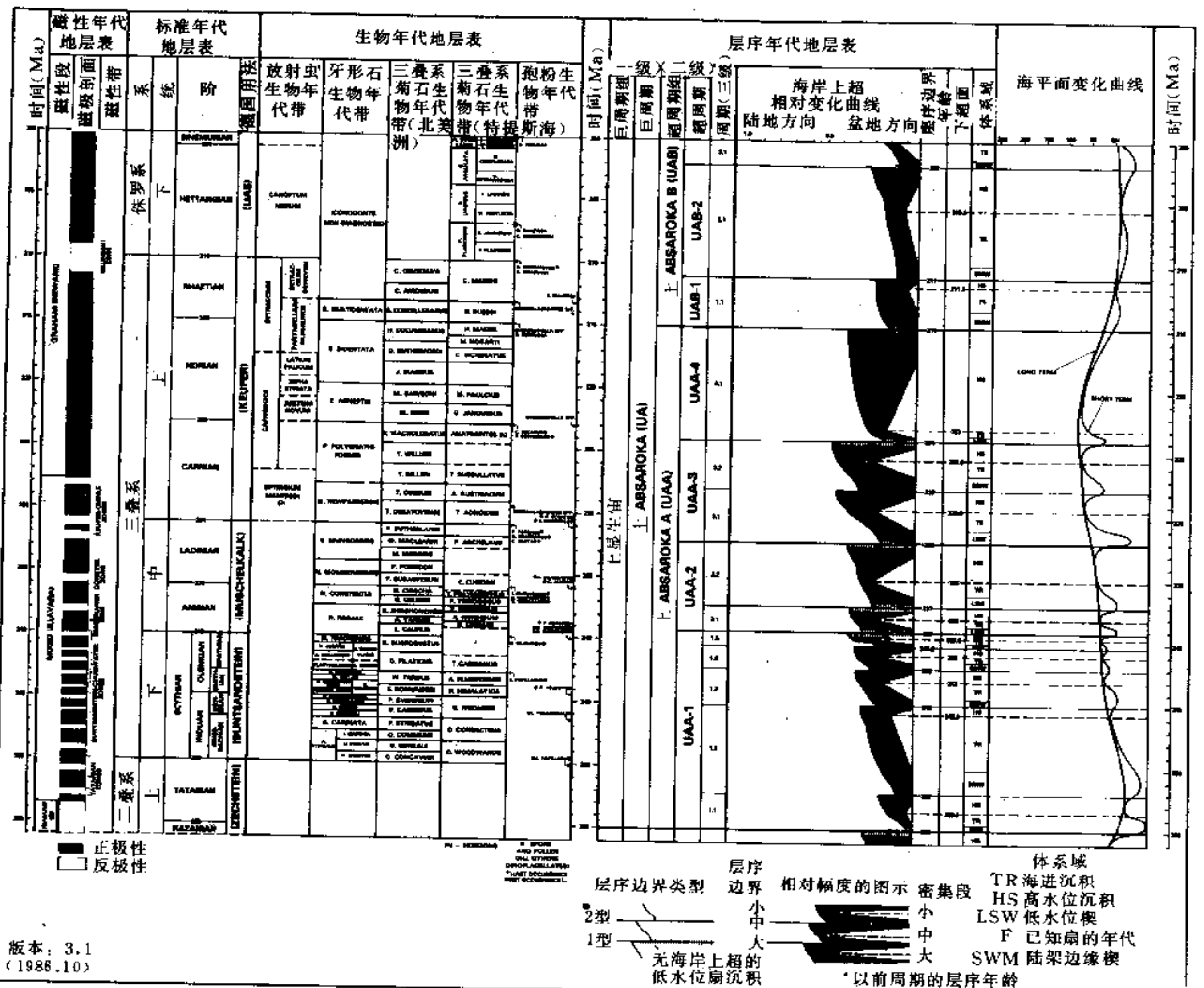


图 6-17　三迭纪年代地层和海平面周期图（见图 6-14 注释和正文中的说明）

其中磁极反转模型是对现有古地磁资料的综合，是暂时性的。今后，随着新资料的积累，它将会得到修正

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

期达中、新生代的最大值。在白垩纪末，海平面开始逐渐下降并持续到新生代，除在丹麦期(Danian)、伊普雷斯期（Ypresian)、鲁珀利期（Rupelian)、朗基期（Langhian）—早赛拉瓦尔期（Serravallian）以及赞克勒期（Zanclean）有过短暂的海平面上升外，这种向着低海平面变化的趋势一直持续到今天。

在短周期中，大规模的海平面下降发生在波特兰期（Portlandian)、早阿普第期、中森诺曼期、伊普雷斯期末、巴尔顿期（Bartonian）末、鲁珀利期和恰特期（Chattian）界限附近，波尔多期（Burdigalian）—朗基期、晚赛拉瓦尔期以及整个晚上新世—更新世。这些显著的海平面下降常与世界范围分布的大规模的不整合相伴生，并常与陆架上的海底峡谷下切事件有联系。至少从渐新世起，海平面的下降可以部分归因于冰川作用的影响的增加，渐新世以来短周期海平面变化幅度相对较大说明了这一点。

(洪卫东译)

参 考 文 献

ABELE, C., AND PAGE. R. W., 1974, Stratigraphic and isotopic ages of basalts at Maude and Aureys Inlet, Victoria, Australia: Royal Society of Victoria, Proceedings, v. 86, p. 143–150.

ADAMS, C. J. D., 1975, New Zealand potassium-argon age list-2: New Zealand Journal of Geology and Geophysics, v. 18, p. 443–467.

ALLEMAN, F., CATALANO, R., FARES, F., AND REMANE, J., 1971, Standard calpionellid zonation (Upper Tithonian-Valanginian) of the western Mediterranean Province: 2nd Planktonic Conference, Proceedings, Rome, v. 2, p. 1337–1340.

ALVAREZ, W., ARTHUR, M., FISHER, A., LOWRIE, W., NAPOLEONE, G., PREMOLI-SILVA, I., AND ROGGENTHEN, W., 1977, Upper Cretaceous-Paleocene magnetic stratigraphy at Gubbio, Italy: Geological Society of America Bulletin, v. 88, p. 367–389.

AMEDRO, F., 1980, Synthèse biostratigraphique de l'Aptien et Santonien du Boulonnais a partir de sept groupes paleontologiques: Revue de Micropaleontologie, v. 2, p. 195–321.

———, 1981, Actualisation des zonations d'ammonites dans le Cretace Moyen du Bassin Anglo-Parisien: Cretaceous Research, v. 2, p. 261–269.

———, 1984, Nouvelles donnes paleontologique (ammonites) sur l'Abiende la Bordure Nord-est du Bassin de Paris: Bulletin de la Société de la Geologie Normandie et Amis Museum du Harve, v. 71, p. 17–30.

———, 1986, Biostratigraphie des craies cenomaniennes du Boulonnais par les ammonites: Annales Societé Geologique du Nord, v. CV, p. 159–167.

ARMSTRONG, R. L., 1982, Late Triassic—early Jurassic time scale calibration in British Columbia, Canada, *in* Odin, G. S., ed., Numerical Dating in Stratigraphy: Wiley, New York, p. 509–513.

AUBRY, M.-P., 1983, Biostratigraphie du Paleogene epicontinental de l'Europe du Nord-Quest. Etude fondée sur les nannofossiles calcaires: Documents Laboratoire de Geologie Lyon, 89, 317 p.

BAADSGAARD, H., AND LERBEKMO, J. F., 1982, The dating of bentonite beds, *in* Odin, G. S., ed., Numerical Dating in Stratigraphy: Wiley, New York, p. 423–440.

BACKMAN, J., SHACKLETON, N. J., AND TAUXE, L., 1983, Quantitative nannofossil correlation to open ocean deep-sea sections from Plio-Pleistocene boundary at Vrica, Italy: Nature, v. 304, p. 156–158.

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

BANDY, O. L., HORNIBROOK, N. de B., AND SCHOFIELD, J. C., 1970, Age relationships of the *Globigerinoides trilobus* zone and the andesite at Muriwai Quarry, New Zealand: New Zealand Journal of Geology and Geophysics, v. 13, p. 980–995.

BARNARD, T., AND HAY, W. W., 1974, On Jurassic coccoliths: a tentative zonation of Jurassic of southern England and North France: Eclogae Geologicae Helvetiae, v. 67, p. 563–585.

BARRON, J. A., 1985, Miocene to Holocene planktic diatoms, *in* Bolli, H. M., Saunders, J. B., and Perch-Nielsen, K., eds., Plankton Stratigraphy: Cambridge University Press, Cambridge, p. 763–809.

———, KELLER, G., AND DUNN, D. A., 1985, A multiple microfossil biochronology for the Miocene: Geological Society of America memoir 163, p. 21–36.

BAUMGARTNER, P. O., 1985, Summary of Middle Jurassic and Early Cretaceous radiolarian biostratigraphy of DSDP Site 534 (Blake-Bahama basin) and correlations to Tethyan sections: Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, v. 76, p. 569–571.

BERGGREN, W. A., 1972, A Cenozoic time-scale—some implications for regional geology and paleobiogeography: Lethaia, v. 5, p. 195–215.

———, HAMILTON, N., JOHNSON, D. A., PUJOL, C., WEISS, W., CEPEK, P., AND GAMBOS, A., 1984, Magnetostratigraphy of DSDP Leg 72 Sites 515–518: Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, v. 72, p. 675–713.

———, KENT, D. V., AND FLYNN, J. J., 1985a, Jurassic to Paleogene: Part 2. Paleogene geochronology and chronostratigraphy, *in* Snelling, N. J., ed., The Chronology of the Geological Record: Blackwell Scientific Publishing, Oxford, and Geological Society of London Memoir 10, p. 141–195.

———, ———, AND VAN COUVERING, J. A., 1985b, The Neogene: Part 2. Neogene geochronology and chronostratigraphy, *in* Snelling, N. J., ed., The Chronology of the Geological Record: Blackwell Scientific Publishing, Oxford and Geological Society of London Memoir 10, p. 211–260.

BLOME, C. D., 1984, Upper Triassic Radiolaria and radiolarian zonation of western North America: Bulletin of American Paleontology, v. 85, p. 5–88.

BLONDEAU, A., 1980, Lutetien, *in* Cavelier, C., and Roger, J., eds., Les étages Français et leurs stratotypes: Bureau de Recherches Géologiques et Minières, Memoire, v. 109, p. 211–223.

———, AND RENARD, M., 1980, Le Lutetien stratotypique de la region de Creil (Oise): Bulletin de Information Géologique du Bassin de Paris, no. h-s, Excursion B-15 du 26eme Congress Géologique Internationale, p. B15-1–B15-11.

BLOW, W. H., 1969, The late Middle Eocene to Recent planktonic foraminiferal biostratigraphy: 1st Planktonic Conference, Proceedings, Geneva, 1967, p. 199–422.

BOUCHÉ, P., 1962, Nannofossiles calcaires du Lutetian du Bassin de Paris: Revue de Micropaleontologie, v. 5, p. 75–103.

BRALOWER, T. J., 1987, Valanginian to Aptian calcareous nannofossil stratigraphy and correlation with the upper M-sequence magnetic anomalies: Marine Micropaleontology, v. 11, p. 293–310.

BUKRY, D., 1981, Cenozoic coccoliths from the Deep Sea Drilling Project: Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication 32, p. 335–353.

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

BURCKLE, L. H., 1978, Early Miocene to Pliocene diatom datum levels from the equatorial Pacific: 2nd Working Group Meeting, Biostratigraphic datum-planes of the Pacific Neogene, Proceedings: International Geological Correlation Program, Project 114, Bandung, 1977, Special Publication of the Geological Research and Development Center, no. 1, p. 25–44.

———, AND TRAINER, J., 1979, Middle and Late Pliocene diatom datum levels from the central Pacific: Micropaleontology, v. 25, p. 281–293.

BUREK, P. J., 1970, Magnetic reversals: their applications to stratigraphic problems: American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v. 54, p. 1120–1139.

BURKE, W. H., DENISON, R. E., HETHERINGTON, E. A., KOEPNICK, R. B., NELSON, H. F., AND OTTO, J. B., 1982, Variation of seawater 87-Sr/86-Sr throughout Phanerozoic time: Geology, v. 10, p. 516–519.

BUSNARDO, R., 1984, Ammonites, *in* Cretace Inferieur: Bureau de Recherches Geologiques et Minières, Memoire, v. 125, p. 292–294.

CANDE, S. C., AND KRISTOFFERSEN, Y., 1977, Late Cretaceous magnetic anomalies in the North Atlantic: Earth and Planetary Science Letters, v. 35, p. 215–224.

———, LARSON, R. L., AND LABRECQUE, J. L., 1978, Magnetic lineations in the Pacific Jurassic quiet zone: Earth and Planetary Science Letters, v. 41, p. 436–440.

CARON, M., 1985, Cretaceous planktonic foraminifera, *in* Bolli, H. M., Saunders, J. B., and Perch-Nielsen, K., eds., Plankton Stratigraphy: Cambridge University Press, Cambridge, p. 11–86.

CAVALIER, C., AND ROGERS, J., 1980, Les étages Français et leurs stratotypes: Bureau Recherches Geologiques et Minières Memoire, v. 109, 295 p.

CHANNELL, J. E. T., AND MEDIZZA, F., 1981, Upper Cretaceous and Paleogene magnetic stratigraphy and biostratigraphy from Venetian (southern) Alps: Earth and Planetary Science Letters, v. 55, p. 419–432.

———, LOWRIE W., AND MEDIZZA, F., 1979, Middle and early Cretaceous magnetic stratigraphy from the Cismon section, northern Italy: Earth and Planetary Science Letters, v. 42, p. 153–166.

———, OGG, J. G., AND LOWRIE, W., 1982, Geomagnetic polarity in the Early Cretaceous and Jurassic: Philosophical Transactions of the Royal Society of London, Series A, v. 306, p. 137–146.

CLAUER, N., 1982, The rubidium-strontium method applied to sediments: certitudes and uncertainties, *in* Odin, G. S., ed., Numerical Dating in Stratigraphy: Wiley, New York, p. 245–276.

CLAVEL, B., 1986, Précisions stratigraphiques sur le Cretacé inferieur basal du Jura meridional: Eclogae Geologieae Helvetiae, v. 79, p. 319–341.

COPE, J. C. W., GETTY, T. A., HOWARTH, M. K., MORTON, N., TORRENS, H. S., DUFF, K. L., PARSONS, C. F., WIMBLEDON, W. A., AND WRIGHT J. K., 1980, Jurassic, Parts 1 and 2: Geological Society of London, Special Reports, no. 14, 15, 73 and 109 p.

CREER, K. M., 1971, Mesozoic paleomagnetic reversal column: Nature, v. 233, p. 545–546.

CURRY, D., 1985, Oceanic magnetic lineaments and the calibration of late Mesozoic-Cenozoic time scales, *in* Snelling, N. J., ed., The Chronology of the Geological Record: Blackwell Scientific Publishing, Oxford, and Geological Society of London, Memoir, 10, p. 269–272.

DEPAOLO D. J., AND INGRAM, B. L., 1985, High-resolution stratigraphy with strontium isotopes: Science, v. 227, p. 938–941.

DICKSON, G. O., PITMAN, W. C., AND HEIRTZLER, J. R., 1968, Magnetic anomalies in the South Atlantic and ocean floor spreading: Journal of Geophysical Research, v. 73, p. 2087–2100.

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

ELDEFIELD, H., 1986, Strontium isotope stratigraphy: Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, v. 57, p. 71–90.
EMRY, R. J., 1973, Stratigraphy and preliminary biostratigraphy of the Flagstaff Rim area, Natrona County, Wyoming: Smithsonian Contributions to Paleobiology, v. 18, p. 1–42.
EVERNDEN, J. F., SAVAGE, D. E., CURTIS, G. H., AND JAMES, C. T., 1964, Potassium-argon dates and the Cenozoic mammalian chronology of North America: American Journal of Science, v. 262, p. 145–198.
FENNER, J., 1985, Late Cretaceous to Oligocene planktic diatoms, *in* Bolli, H. M., Saunders, J. B., and Perch-Nielsen, K., eds., Plankton Stratigraphy: Cambridge University Press, Cambridge, p. 713–762.
FITCH, F. J., HOOKER, P. J., MILLER, J. A., AND BRERETON, N. R., 1978, Glauconite dating of Paleocene-Eocene rocks from East Kent and the time-scale of Paleogene volcanism in North Atlantic region: Journal of the Geological Society of London, v. 135, p. 499–512.
FLYNN, J. J., 1981, Magnetic polarity stratigraphy and correlation of Eocene strata from Wyoming and southern California (abs.): EOS, American Geophysical Union Transactions, v. 62, p. 264.
FORSTER S. C., AND WARRINGTON, G., 1985, Geochronology of the Carboniferous, Permian and Triassic, *in* Snelling, N. J., ed., The Chronology of the Geological Record: Blackwell Scientific Publishing, Oxford and Geological Society of London, Memoir 10, p. 99–113.
GALBRUN, B., AND RASPLUS, L., 1984, Magnetostratigraphic du stratotype du Berriasien, premiers resultats: Comptes Rendus, Academie des Sciences, Paris, v. 298, p. 219–222.
GALE, N. H., 1982, The dating of plutonic events, *in* Odin, G. S., ed., Numerical Dating in Stratigraphy: Wiley, New York, p. 441–453.
GARTNER, S., 1973, Absolute chronology of the Late Neogene calcareous nannofossil succession in the equatorial Pacific: Geological Society of America Bulletin, v. 84, p. 2021–2034.
GHOSH, P. K., 1972, Use of bentonites and glauconites in potassium–40/argon–40 dating in Gulf Coast stratigraphy: unpublished Ph.D. Dissertation, Rice University, Houston, Texas, 136 p.
GOMBOS, A. M., Jr., 1982, Early and middle Eocene diatom evolutionary events: Bacillaria, v. 5, p. 225–236.
———, 1984, Late Paleocene diatoms in the Cape Basin: Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, v. 73, p. 495–512.
———, CIESIELSKI, P. F., 1983, Late Eocene to early Miocene diatoms from the southwest Atlantic: Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, v. 71, p. 583–634.
HALLAM, A., 1983, Early and mid-Jurassic molluscan biogeography and the establishment of the central Atlantic seaway: Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, v. 43, p. 181–193.
———, HANCOCK, J. M., LABRECQUE, J. L., LOWRIE, W., AND CHANNELL, J. E. T., 1985, Jurassic to Paleogene: Part 2, Jurassic and Cretaceous geochronology and Jurassic to Paleogene magnetostratigraphy, *in* Snelling, N. J., ed., The Chronology of the Geological Record: Blackwell Scientific Publishing, Oxford, and Geological Society of London, Memoir 10, p. 118–140.
HAMILTON, G. B., 1982, Triassic and Jurassic and Jurassic nannofossils, *in* Lord, A. R., ed., A Stratigraphic Index of Calcareous Nannofossils: Ellis Horwood, Chichester, p. 17–39.
HAQ, B. U., BERGGREN, W. A., AND VAN COUVERING, J. A., 1977, Corrected age of the Pliocene-Pleistocene boundary: Nature, v. 269, p. 483–289.
———, HARDENBOL, J., AND VAIL, P. R., 1987, The chronology of fluctuating sea level since the Triassic: Science, v. 235, p. 1156–1167.

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

———, AND WORSLEY, T. R., 1982, Biochronology—biological events in time resolution, their potential and limitations, *in* Odin, G. S., ed., Numerical Dating in Stratigraphy: Wiley, New York, p. 19–36.

———, ———, BURCKLE, L. H., DOUGLAS, R. G., KEIGWIN, L. D., Jr., OPDYKE, N. D., SAVIN, S. M., SOMMER, M. A., II, VINCENT, E., AND WOODRUFF F., 1980, The Late Miocene carbon isotopic shift and the synchroneity of some phytoplanktonic biostratigraphic datums: Geology, v. 8, p. 427–431.

HARDENBOL, J., AND BERGGREN, W. A., 1978, A new Paleogene numerical time scale: American Association of Petroleum Geology, Studies in Geology, v. 6, p. 213–234.

———, VAIL, P. R., AND FERRER, J., 1981, Interpreting paleoenvironments, subsidence history, and sea–level changes of passive margins from seismic and biostratigraphy: Oceanologica Acta, Suppl. to v. 3, p. 33–44.

HARLAND, W. B., COX, A. V., LLEWELLYN, P. G., PICKTON, C. A. G., SMITH, D. G., AND WALTERS, R., 1982, A geologic time scale: Cambridge University Press, Cambridge, 131 p.

HARRISON, C. G. A., 1986, Long-term eustasy and epeirogeny in continents: National Academy of Sciences, Studies in Geophysics: p. 111–131.

HEDBERG, H. D., ed., 1976, International Stratigraphic Guide: Wiley, New York, 200 p.

HEIRTZLER J. R., DICKSON, G. O., HERRON, E. M., PITMAN W. C., III, AND LEPICHON, X., 1968, Marine magnetic anomalies, geomagnetic field reversals, and motions of ocean floor and continents: Journal of Geophysical Research, v. 73, p. 2119–2136.

HELLSEY, C. E., 1969, Magnetic stratigraphy of the Lower Triassic Moenkopi Formation of western Colorado: Geological Society of America Bulletin, v. 80, p. 2431–2450.

———, AND STEINER, M. B., 1974, Paleomagnetism of the Lower Triassic Moenkopi Formation: Geological Society of America Bulletin, v. 85, p. 457–464.

HILDE, T. W. C., ISEZAKI, N., AND WAGEMAN, J. M., 1975, Mesozoic sea-floor spreading in the North Pacific, *in* Sutton, G. H., Manghnani, M. H., and Moberly, R., The Geophysics of the Pacific Ocean Basin and its Margins: American Geophysical Union Monograph 19, p. 205–226.

HÖRNER, F. AND HELLER, F., 1983, Lower Jurassic magnetostratigraphy at the Breggia Gorge (Tincino, Switzerland) and Alpe Turati (Como, Italy): Journal of the Royal Astronomical Society of London, v. 73, p. 705–718.

HSÜ, K. J., PERCIVAL S. F., Jr., WRIGHT, R. C., AND PETERSEN, N., 1984, Numerical ages of magnetostratigraphically calibrated biostratigraphic zones: Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, v. 73, p. 623–635.

JAGER, E., AND HUNZIKER, J. C., 1979, Isotope Geology: Springer-Verlag, Heidelberg, 329 p.

KAWAI, N., AND HIROOKA, K., 1966, Some age results on Cenozoic igneous rocks from southwest Japan (abs.): Symposium on Age of Formation for Japanese Acid Rocks by Dating Results: Geological Society of Japan, p. 5.

KENNEDY, W. J., 1984, Ammonite faunas and the 'standard zones' of the Cenomanian to Maastrichtian stages in their type areas, with some proposals for the definition of stage boundaries by ammonites: Bulletin of the Geological Society of Denmark, v. 33, p. 147–161.

KENT, D. V., AND GRADSTEIN, F. M., 1985, A Cretaceous and Jurassic geochronology: Geological Society of American Bulletin, v. 96, p. 1419–1427.

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

KEPPENS, E., AND PASTEELS, P., 1982, A comparison of rubidium-strontium and postassium-argon apparent ages on glauconies, *in* Odin, G. S., ed., Numerical Dating in Stratigraphy: Wiley, New York, p. 225–239.

KLITGORD, K. D., AND SCHOUTEN, H., 1986, Plate kinematics of the central Atlantic, *in* Vogt, P. R., and Tucholke, B. E., eds., The Geology of North America: Geological Society of America, v. M, p. 351–378.

LABRECQUE, J. L., HSU, K. J., CARMAN, M., KARPOFF, A.-M., MCKENZIE, J., PERCIVAL, S., PETERSEN, N., PISCIOTTO, K., SCHREIBER, E., TAUXE, L., TUCKER, P., WEISSERT, H., AND WRIGHT, R., 1983, DSDP Leg 73: Contributions to Paleogene stratigraphy in nomenclature, chronology and sedimentation rates: Palaeogeography, Paleoclimatology, Paleoecology, v. 42, p. 91–125.

———, KENT, D. V., AND CANDE, S. C., 1977, Revised magnetic polarity time scale for Late Cretaceous and Cenozoic time: Geology, v. 5, p. 330–335.

LARSON, R. L., AND CHASE, C. G., 1972, Late Mesozoic evolution of the western Pacific: Geological Society of America Bulletin, v. 83, p. 3627–3644.

———, AND HILDE, T. W. C., 1975, A revised time scale of magnetic reversals for early Cretaceous, late Jurassic: Journal of Geophysical Research, v. 80, p. 2586–2594.

———, AND PITMAN, III, W. C., 1972, World-wide correlation of Mesozoic magnetic anomalies and its implications: Geological Society of America Bulletin, v. 83, p. 3645–3662.

LOWRIE, W., AND ALVAREZ, W., 1981, 100 million years of geomagnetic polarity history: Geology, v. 9, p. 392–397.

———, ———, NAPOLEONE G., PERCH-NIELSEN, K., PREMOLI-SIVA, I., AND TOUMARKINE, M., 1982, Paleogene magnetic stratigraphy in Umbrian pelagic carbonate rocks: The Contessa sections, Gubbio: Geological Society of America Bulletin, v. 93, p. 414–432.

———, ———, PREMOLI-SILVA, I., AND MONECHI, S., 1980, Lower Cretaceous magnetic stratigraphy in Umbrian pelagic carbonate rocks: Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society, v. 60, p. 263–281.

———, AND CHANNELL, J. E. T., 1983, Magnetostratigraphy of the Jurassic-Cretaceous boundary in the Maiolica Limestone (Umbria, Italy): Geology, v. 12, p. 44–47.

MANIVIT, H., PERCH-NIELSEN K., PRINS, B., AND VERBEEK, J. W., 1977, Mid-Cretaceous calcareous nannofossil biostratigraphy: Koninklijke Nederlandse Akademie van Wetenschappen, v. B80, p. 109–181.

MANKINEN, E. A., AND DALRYMPLE, G. B., 1979, Revised late Cenozoic geomagnetic polarity time scale: U.S. Geological Survey Professional Paper 1100, 167 p.

MARTINI, E., 1971, Standard Tertiary and Quaternary calcareous nannoplankton zonation: 2nd Plankton Conference Proceedings, Rome, 1969, v. 2, p. 739–785.

MARTON, E., 1982, Late Jurassic/early Cretaceous magnetic stratigraphy from the Sumeg section, Hungary: Earth and Planetary Science Letters, v. 57, p. 182–190.

———, MARTON, P., AND HELLER, F., 1980, Remnant magnetization of a Pliensbachian limestone sequence at Bakonycsernye (Hungary): Earth and Planetary Science Letters, v. 48, p. 218–226.

MATSUDA, T., 1985, Late Permian to early Triassic conodont paleobiogeography in the 'Tethys Realm', *in* Nakazawa, K., and Dickins, J.M., eds., The Tethys—Her Paleogeography and Paleobiogeography from the Paleozoic to Mesozoic: Tokai University Press, Tokyo p. 157–170.

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

McDougall, I., Saemundsson, K., Johannesson, H., Watkins, N.D., and Kristjansson, L., 1977, Extension of the geomagnetic polarity time scale to 6.5 m.y.: K-Ar dating, geological and paleomagnetic study of a 3,500 m lava succession in western Iceland: Geological Society of America Bulletin, v. 88, p. 1–15.

———, Watkins, N.D., Walker, G.P.L., and Kristjansson, L., 1976, Potassium-argon and paleomagnetic analysis of Icelandic lava flows—limits on the age of anomaly 5: Journal of Geophysical Research, v. 81, p. 1505–1512.

McElhinny, M.W., and Burek, P.J., 1971, Mesozoic paleomagnetic stratigraphy: Nature, v. 232, p. 98–102.

McKee, E.H., 1975, K-Ar ages of deep-sea basalts, Benham Rise, W. Philippine Basin, Leg 31: Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, v. 31, p. 599–611.

Medd, A.W., 1982, Nannofossil zonation of the English Middle and Upper Jurassic: Marine Micropaleontology, v. 7, p. 73–95.

Miller, K.G., Khan, M.J., Aubry, M.-P., Berggren, W.A., Kent, D.V., and Melillo, A., 1985, Oligocene-Miocene biostratigraphy, magnetostratigraphy, and isotopic stratigraphy of western North Atlantic: Geology, v. 13, p. 257–261.

Mitchum, R.M., Vail, P.R., and Thompson, S., 1977, The depositional sequence as a basic unit for stratigraphic analysis: American Association of Petroleum Geologists Memoir 26, p. 53–62.

Monechi, S., and Thierstein, H., 1985, Late Cretaceous—Eocene nannofossil and magnetostratigraphic correlations near Gubbio, Italy: Marine Micropaleontology, v. 9, p. 419–440.

Mosher, L.C., 1970, New conodont species as Triassic guide fossils: Journal of Paleontology, v. 44, p. 737–742.

Nakazawa, K., Ali, S.T., Bando, Y., Ishii, K., Okimura, Y., Qureshi, K.A., and Shuja, T.A., 1985, Permian and Triassic Systems in the Salt Range and Surghar Range, Pakistan, *in* Nakazawa, K., and Dickens, J.M., eds., The Tethys—Her Paleogeography and Paleobiogeography from Paleozoic to Mesozoic: Tokai University Press, Tokyo, p. 221–312.

Napoleone, G., Premoli-silva, I., Heller, F., Cheli, P., Corezzi, S., and Fischer, A. G., 1983, Eocene magnetic stratigraphy at Gubbio, Italy, and its implications for Paleogene geochronology: Geological Society of America Bulletin, v. 94, p. 181–191.

Ness, G., Levi, S., and Couch, R., 1980, Marine magnetic anomaly time scales for the Cenozoic and late Cretaceous: a précis, critique, and synthesis: Reviews of Geophysics and Space Physics, v. 18, p. 753–770.

Newman, K. R., 1979, Cretaceous/Tertiary boundary in Denver Formation at Golden, Colorado, USA, *in* Christensen, W. K., and Birkelund, T., eds., Cretaceous-Tertiary Boundary Events: University of Copenhagen, Sweden, v. 2, p. 246–248.

Obradovich, J. D., and Cobban, W. A., 1975, A time-scale for the Late Cretaceous of the Western Interior of North America, *in* Caldwell, W. G. E., ed., The Cretaceous System in the Western Interior of North America: Geological Association of Canada, Special Paper 13, p. 31–54.

Odin, G. S., eed., 1982a, Numerical Dating in Stratigraphy: Wiley, New York, 1040 p.

———, 1982b, The Phanerozoic time scale revisited: Episodes, no. 3, p. 3–9.

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

Ogg, J. G., 1981, Sedimentology and paleomagnetism of Jurassic pelagic limestones ('Ammonitico Rosso' facies): Unpublished Ph.D. Dissertation, University of California, San Diego, California, 203 p.

———, 1983, Magnetostratigraphy of Upper Jurassic and lowest Cretaceous sediments, Deep Sea Drilling Project Site 534, western North Atlantic: Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, v. 76, p. 685–697.

———, Steiner, M. B., Oloriz, F., and Tavera, J. M., 1984, Jurassic magnetostratigraphy, 1. Kimmeridgian-Tithonian of Sierra Gorda and Carcabuey, southern Spain: Earth and Planetary Science Letters, v. 71, p. 147–162.

Okada, H., and Bukry, J., 1980, Supplementary modification and introduction of code numbers to low-latitude coccolith biostratigraphic zonation (Bukry, 1973; 1975): Marine Micropaleontology, v. 5, p. 321–326.

Pechersky, D. M., and Khramov, A. N., 1973, Mesozoic paleomagnetic scale of the U.S.S.R.: Nature, v. 244, p. 499–501.

Person, A., 1982, The genesis of bentonites, *in* Odin, G. S., ed., Numerical Dating in Stratigraphy: Wiley, New York, p. 407–422.

Pessagno, E. A., Jr., 1977, Upper Jurassic Radiolaria and radiolarian biostratigraphy of the California Coast Range: Micropaleontology, v. 23, p. 56–133.

———, and Blome, C. D., 1980, Upper Triassic and Jurassic Pantanellinae from California, Oregon and British Columbia: Micropaleontology, v. 26, p. 225–273.

———, ———, Carter, E. S., MacLeod, N., Whalen, P. A., and Yeh, K.-Y., 1987b, Part 2. Preliminary radiolarian zonation for the Jurassic of North America: Cushman Foundation for Foraminiferal Research, Special Publication, no. 23, p. 1–18.

———, Longoria, J. F., MacLeod, N., and Six, W. M., Jr., 1987a, Part 1. Upper Jurassic (Kimmeridgian—Upper Tithonian) Pantanelliidae from the Taman Formation, east-central Mexico: tectonostratigraphic, chronostratigraphic and phylogenetic implications: Cushman Foundation for Foraminiferal Research, Special Publication, no. 23, p. 1–51.

Pitman, III, W. C., Herron, E. M., and Heirtzler, J. R., 1968, Magnetic anomalies in the Pacific and sea floor spreading: Journal of Geophysical Research, v. 73, p. 2069–2085.

Poore, R. Z., Tauxe, L., Percival, S., Jr., and LaBrecque, J. L., 1982, Late Eocene—Oligocene magnetostratigraphy and biostratigraphy at South Atlantic DSDP Site 552: Geology, v. 10, p. 508–511.

———, ———, ———, ———, Wright, R., Petersen, N., Smith, C., and Hsu, K., 1983, Late Cretaceous-Cenozoic magnetostratigraphic and biostratigraphic correlations of South Atlantic Ocean (DSDP Leg 73): Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, v. 42, p. 127–149.

Premoli-Silva, I., 1977, Upper Cretaceous-Paleocene magnetic stratigraphy at Gubbio, Italy, II. Biostratigraphy: Geological Society of America Bulletin, v. 88, p. 371–374.

———, and Boersma, A., 1977, Cretaceous planktonic foraminifers—DSDP Leg 39 (South Atlantic): Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, v. 39, p. 615–631.

———, and Bolli, H. M., 1973, Late Cetaceous to Eocene planktonic foraminifera and stratigraphy of Leg 15 Sites in the Caribbean Sea: Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, v. 15, p. 499–547.

Prothero, D. R., Denham, C. R., and Farmer, H. G., 1982, Oligocene calibration of the magnetic polarity time scale: Geology, v. 10, p. 650–653.

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

Rawson, P. F., Curry, D., Dilley, F. C., Hancock, J. M., Kennedy, W. J., Neale, J. W., Wood, C. J., and Worssam, B. C., 1978, Cretaceous: Geological Society of London Special Report no. 9, 70 p.

Remane, J., 1978, Calpionellids, *in* Haq, B. U., and Boersma, A., eds., Introduction to Marine Micropaleontology: Elsevier, New York, p. 161–170.

———, 1985, Calpionellids, *in* Bolli, H. M., Saunders, J. B., and Perch-Nielsen, K., eds., Plankton Stratigraphy: Cambridge University Press, Cambridge, p. 555–572.

Robaszynski, F., Caron, M., and the European Working Group on Planktonic Foraminifera, 1979, Atlas des foraminifères planktoniques du Crétacé Moyen (Mer Boréale et Téthys): Cahiers de Micropaleontologie, no. 1, 2, 185 and 181 p.

———, Caron, M., Gonzales, J. M., and Wonder, A., 1983, Atlas of Late Cretaceous planktonic foraminifera. Reviews of Micropaleontology, v. 26, p. 145–305.

Roth, P. H., 1978, Cretaceous nannoplankton biostratigraphy and oceanography of the northwestern Atlantic Ocean: Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, v. 44, p. 731–759.

———, 1983, Jurassic and Lower Cretaceous nannofossils in the western North Atlantic (Site 534): Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, v. 76, p. 587–621.

———, Medd, A. W., and Watkins, D. K., 1983, Jurassic calcareous nannofossil zonations, an overview with new evidence from Deep Sea Drilling Project Site 534: Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, v. 76, p. 573–579.

Ryan, W. B. F., Cita, M. B., Dreyfus Rawson, M., Burckle, L. H., and Saito, T., 1974, A paleomagnetic assignment of Neogene stage boundaries and the development of isochronous datum planes between the Mediterranean, the Pacific and the Indian Ocean in order to investigate the response of the world ocean to Messinian Salinity Crisis: Rivista Italiana Paleontologic e Stratigrafia, v. 80, p. 631–688.

Salvador, A., 1985, Chronostratigraphic and geochronometric scales in COSUNA stratigraphic correlation charts of the United States: American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v. 69, p. 181–189.

Sanfilippo, A., Westberg, M. J., and Riedel, W. R., 1981, Cenozoic radiolarians at Site 462, DSDP leg 61: Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, v. 61, p. 495–505.

———, ———, and ———, 1985, Cenozoic Radiolaria, *in* Bolli, H. M., Saunders, J. B., and Perch-Nielsen, K., eds., Plankton Stratigraphy: Cambridge University Press, Cambridge, p. 631–712.

Schouten, H., and Klitgord, K. D., 1977, Map showing Mesozoic magnetic anomalies, western North Atlantic: U.S. Geological Survey Miscellaneous Field Studies, Map MF-915, scale 1:2,000,000.

———, and ———, 1982, The memory of the accreting plate boundary and the continuity of fracture zones: Earth and Planetary Science Letters, v. 59, p. 255–266.

Seidemann, D. E., 1977, Effects of submarine alteration on K-Ar dating of deep-sea igneous basalts: Geological Society of America Bulletin, v. 88, p. 1660–1666.

Shackleton, N. J., and Shipboard Scientific Party, 1984, Accumulation rates in Leg 74 sediments: Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, v. 74, p. 621–637.

Shibata, K., 1973, K-Ar ages of volcanic rocks from the Hokuriku Group: Geological Society of Japan, Memoir 8, p. 143–149.

———, and Ishihara, S., 1979, Rb-Sr whole rock and K-Ar mineral ages of granitic rocks in Japan: Geochemical Journal, v. 13, p. 113–119.

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

———, NISHIMURA, S., AND CHINZEI, K., 1984, Radiometric dating related to Pacific Neogene planktonic datum planes, *in* Ikebe, N., and Tsuchi, R., eds., Pacific Neogene Datum Planes: University of Tokyo Press, Tokyo, p. 85–89.

———, AND NOZAWA, T., 1967, K-Ar ages of granitic rocks from the Outer Zone of S.W. Japan: Geochemical Journal, v. 1, p. 131–137.

———, SATO, H., AND NAKAGAWA, M., 1981, K-Ar ages of Neogene volcanic rocks from the Noto Peninsula: Japan Association of Petrology, Mineralogy, and Economic Geology, Journal, v. 76, p. 248–252.

———, UCHIUMI, S., AND NAKAGAWA, T., 1979, K-Ar age results-1: Geological Society of Japan Bulletin, v. 30, p. 675–686.

SILBERING, N. J., AND TOZER, E. T., 1968, Biostratigraphic classification of the marine Triassic in North America: Geological Society of America Special Paper, no. 110, 63 p.

SISSINGH, W., 1977, Biostratigraphy of Cretaceous calcareous nannoplankton: Geologie en Mijnbouw, v. 56, p. 335–350.

SLOSS, L. L., 1963, Sequences in the cratonic interior of North America: Geological Society of America Bulletin, v. 64, p. 93–113.

SNELLING, N. J., ed., 1985, The Chronology of the Geological Record: Blackwell Scientific Publishing, Oxford and Geological Society of London, Memoir 10, 343 p.

STAINFORTH, R. M., LAMB, J. L., LUTERBACHER, H., BEARD, J. H., AND JEFFORDS, R. M., 1975, Cenozoic planktonic foraminferal zonation and characteristic index forms: University of Kansas, Paleontological Contributions, v. 62, Lawrence, Kansas, 425 p.

STEINER, M. B., AND HELSLEY, C. E., 1975, Late Jurassic magnetic polarity sequence: Earth and Planetary Science Letters, v. 27, p. 108–112.

———, OGG, J. G., MELENDEZ, G., AND SEQUEIROS, L., 1985, Jurassic magnetostratigraphy, 2. Middle-Late Oxfordian of Aguilon, Iberian Cordillera, northern Spain: Earth and Planetary Science Letters, v. 76, p. 151–166.

STRADNER, H., AND ALLRAM, F., 1982, The nannofossil assemblage of DSDP Leg 66, Middle America Trench: Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, v. 66, p. 589–639.

SUNDVIK, M., LARSON, R. L., AND DETRICK, R. S., 1984, Rough-smooth basement boundary in the western North Atlantic basin: evidence for seafloor-spreading origin: Geology, v. 12, p. 31–43.

SWEET, W. C., MOSHER, L. C., CLARK, D. L., COLLINSON, J. W., AND HASENMUELLER, W. A., 1971, Conodont biostratigraphy of the Triassic: Geological Society of America Memoir, 126, p. 441–465.

TAUXE, L., TUCKER, P., PETERSEN, N. P., AND LABRECQUE, J. L., 1983, The magnetostratigraphy of Leg 73 sediments: Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, v. 42, p. 65–90.

THEYER, F., HAMMOND, S. R., AND MATO, Y., 1978, Paleomagnetic and geochronologic calibration of latest Oligocene to Pliocene radiolarian events, Equatorial Pacific: Marine Micropaleontology, v. 3, p. 337–395.

THIERSTEIN, H. R., 1976, Mesozoic calcareous nannoplankton biostratigraphy of marine sediments: Marine Micropaleontology, v. 1, p. 325–362.

———, GEITZENAUER, K. R., MOLFINO, B., AND SHACKLETON, N. J., 1977, Global synchroneity of late Quaternary coccolith datum levels—validation by oxygen isotopes: Geology, v. 5, p. 400–404.

TOZER, E. T., 1984, The Triassic and its ammonoids, evolution of a time scale: Geological Survey of Canada, Miscellaneous Reports, v. 35, 171 p.

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

TREYAK, A. H., VIGILYANSKAYA, L. I., AND SHEMPELEV, A. G., 1976, Paleomagnitny Razrev Nizhnego mela Severo-Zapadnogo Kavkaza, *in* Mikhylova, N. P., ed., Paleomagnetizm, Magnetizm, Geomagnitnoye Pole: Izd. Nauk Dumka, Moscow, p. 38–42.

VAIL, P. R., AND HARDENBOL, J., 1979, Sea-level changes during the Tertiary: Oceanus, v. 22, p. 71–79.

———, ———, AND TODD, R. G., 1984, Jurassic unconfomities, chronostratigraphy and sea level changes from seismic stratigraphy and biostratigraphy: Third Annual Conference, Gulf Coast Society and Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Proceedings, p. 347–364.

———, MITCHUM, R. M., JR., TODD, R. G., WIDMIER, J. M., THOMPSON, S., III, SANGREE, J. B., BUBB, J. N., AND HATLELID, W. G., 1977, Seismic stratigraphy and global changes of sea level: American Association of Petroleum Geologists Memoir, 26, p. 49–212.

VAN HINTE, J. E., 1976, A Cretaceous time scale: American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v. 60, p. 498–516.

VOGT, P. R., AND EINWICH, A. M., 1979, Magnetic anomalies and seafloor spreading in the western North Atlantic, and a revised calibration of Keathley (M) geomagnetic reversal chronology: Initial Repots of the

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

附录 A　为求得磁异常年龄的最佳拟合解而标绘的洋底磁异常剖面之上的放射性测年龄对应数据(图 6—3 至图 6—5)

号数	年龄(Ma)	高/低温年龄	地磁异常	参考文献(Odin, 1982a)
1	67.1 ± 1.0	H	30N	Obradovich and Cobban, 1975
2	66.7 ± 1.0	L	Above 30N	*Harris, p. 604
3	66.4 ± 2.5	H	Within 29R	Evernden and others 1964; Obradovich and Cobban, 1975; Newman, 1979
4	65.8 ± 1.4	H	Below 29N	*Odin and Obradovich, p. 768
6	63.5 ± 0.4	H	Between 30N and 29N	*Baadsgaard and Lerbekmo, p. 797
7	56.8 ± 0.8	L	Just above 25N	Fitch and others, 1978
9	56.6 ± 3.4	L	Above 26N	*Harris, p. 604
10	46.7 ± 3.0	L	Above 23N	*Harris, p. 604
11	54.1 ± 2.0	L	Between 26N and 25N	*Curry and Odin, p. 685
12	56.0 ± 2.1	L	Between 26N and 25N	*Curry and Odin, p. 673
12A	57.5 ± 3.0	L	Between 26N and 25N	*Curry and Odin, p. 674
13	54.2 ± 1.9	L	Just above 25N	*Curry and others, p. 694
14	55.2 (?)	L	Just above 25N	*Curry and others, p. 695
15	56.0 ± 1.9	L	Just above 25N	*Curry and Odin, p. 695
16	53.0 ± 2.4	L	Above 25	*Bignot and others, p. 693
17	49.5 ± (?)	H	Top 21N	Flynn, 1981
18	50.3 ± 0.7	L	Between 21N and 20 N	*Kreuzer, p. 932
19	48.3 ± 2.7	L	22N	*Curry and Odin, p. 691
22	45.0 ± 2.2	L	22N	*Curry and Odin, p. 681
23	47.7 ± 1.6	L	Between 22N and 21N	*Curry and Odin, p. 682
24	43.9 ± 2.0	L	Between 22N and 21N	*Curry and Odin, p. 665
26	44.4 ± 2.3	L	Between 22N and 21N	*Curry and Odin, p. 665
27	44.4 ± 2.3	L	Between 22N and 21N	*Curry and Odin, p. 686
30	46.2 ± 1.6	L	Between 22N and 21 N	*Curry and Odin, p.689
31	41.0 ± 1.8	L	20N to 19N	*Curry and Odin, p. 680
32	40.1 ± 1.8	L	20N to 19R	*Curry and Odin, p. 663
33	40.7 ± 1.7	L	20N to 19R	*Curry and Odin, p. 663
34	40.8 ± 2.3	L	20N to 19R	*Curry and Odin, p. 679
35	43.7 ± 1.5	H	19N to 18R	Ghosh, 1972; Hardenbol and Berggren, 1978
36	41.6 ± 1.5	H	18N	Ghosh, 1972; Hardenbol and Berggren, 1978
37	39.5 ± 0.5	H	Between 15N and 13N	Ghosh, 1972; Hardenbol and Berggren, 1978
39	39.1 (?)	H	17N to 16N	McKee, 1975
40	38.0 (?)	H	17N to 16N	McKee, 1975
42	38.9 ± 1.8	L	18N/17R	*Curry and Odin, p. 659
43	39.6 ± 1.8	L	18N/17R	*Curry and Odin, p. 661
44	37.5 ± 0.7	L	13N/R	*Curry and Odin, p. 696
45	36.4 ± 0.7	L	13N/R	*Curry and Odin, p. 696
46	33.9 ± 1.5	H	13N/R	*Baubron and Cavelier, p. 893
47	34.6 (?)	H	Top 13N	Evernden and others, 1964; Prothero and others, 1982
48	32.4 (?)	H	12N	Evernden and others, 1964; Prothero and others, 1982
49	31.3 ± 0.3	H	11N to 10N	*Hartung and others, p. 896
50	32.6 ± 0.3	H	13N	*Hartung and others, p. 896
53	26.2 ± 0.5	L	7N to 6CN	*Kreuzer and Gramann, p. 794
54	23.6 ± 0.2	L	Above 7N	*Kreuzer, p. 793
55	36.1 (?)	H	Mid-13N	Emry, 1973; Prothero and others, 1982
56	37.7 (?)	H	Top 15N	Emry, 1973; Prothero and others, 1982
57	37.4 (?)	H	Above 15N	Emry, 1973; Prothero and others, 1982
59	22.0 ± 1.1	L	6CR to 6BN	*Odin, p. 699
60	18.6 ± 0.7	L	5EN to 5DN	*Odin, p. 702
61	22.6 ± 1.2	L	6BN to 6A	*Odin, p. 703
62	7.24 (?)	H	Top 4N	McDougall and others, 1977
63	5.93 (?)	H	Below 3AN	McDougall and others, 1977
64	5.40 (?)	H	Just below 3AN	McDougall and others, 1977
65	5.07 (?)	H	Lower 3N	McDougall and others, 1977
66	3.99 (?)	H	Upper 3N	McDougall and others, 1977
68	3.55 (?)	H	Just below 2AN	McDougall and others, 1977
69	2.99 (?)	H	Mid-2A	McDougall and others, 1977
70	2.48 (?)	H	Just above 2A	McDougall and others, 1977
71	22.0 ± 0.3	H	6BN	Abele and Page, 1974; Shibata and others, 1984
72	20.4 ± 0.3	H	Mid-6A	Adams, 1975; Shibata and others, 1984
73	17.2 ± 0.4	H	Just below 5C	Bandy and others, 1970; Shibata and others, 1984
74	16.4 ± 0.9	H	Just below 5C	Shibata, 1973
77	16.1 ± 0.4	H	Between 5C and 5B	Shibata and others, 1981
78	14.7 ± 0.4	H	Just above 5B	Kawai and Hirooka, 1966; Shibata and others, 1964
80	14.3 ± 2.1	H	Just above 5B	Shibata and Nozawa, 1967
81	11.6 ± 0.4	H	Below 5AN	Shibata and others, 1979

高温年龄（表中以 H 注出）是凝灰岩、膨润土、熔岩或其它岩石中的高温矿物的 K／Ar 或 Rb／Sr 年龄。低温年龄（表中以 L 注出）是海绿石类的 K／Ar 年龄。有关地层和分析细节见其各自的参考资料。所有的年龄都已被转换到新的衰变常数（如果是没被转换的）。

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

附录 B　用于获得侏罗纪—白垩纪最佳拟合数值年代标度（图 6-6）的放射性测量的年龄

号数	年龄(Ma)	高/低温年龄	地层层面	参考目录（Odin, 1982a）
T13	216.0 ± 2.0	H	Late Norian—early Rhaetian	Priem, Abstract 137, p. 814
J1	206.0 ± 12.0	H	Early Lias	Webb, Abs. 202, p. 876
J2	204.0 ± 5.0	H	Sinemurian—early Pliensb.	Armstrong, Abs. 181, p. 857
J3	202.0 ± 12.0	H	Between early and mid-Lias.	Webb, Abs. 203, p. 877
J4	169.0 ± 10.0	H	Bajocian	Odin and Obradovich, Abs. 102, p. 766
J5	156.0 ± 5.0	H	Bajocian/Bathonian transition	Baubron and Odin, Abs. 214, p. 891
J6	154.0 ± 5.0	H	Bajocian/Bathonian transition	Baubron and Odin, Abs. 214, p. 891
J7	163.0 ± 3.0	H	Bathonian	Kreuzer, Abs. 149, p. 831
J8	155.0 ± 3.0	H	Bathonian	Kreuzer, Abs. 149, p. 831
J9	156.0 ± 3.0	H	Bathonian	Kreuzer, Abs. 149, p. 831
J10	148.0 ± 3.0	L	Oxfordian	Odin and McDowell, Abs. 141, p. 818
J11	140.0 ± 3.0	L	Basal Kimmerid.	Odin and McDowell, Abs. 142, p. 819
J12	136.0 ± 3.0	L	Basal Kimmerid.	Odin and McDowell, Abs. 142, p. 819
J13	134.0 ± 4.0	L	Portlandian	Kennedy and Odin, Abs. 99, p. 764
J14	133.0 ± 4.2	L	Mid-Portland.	Kennedy and Odin, Abs. 76, p. 737
C16	119.0 ± 2.0	L	Latest Valang.	Kreuzer, Abs. 148, p. 830
C17	116.9 ± 2.6	L	Mid-Hauterivian	Odin and Conard, Abs. 74, p. 734
C18	113.7 ± 3.3	L	Mid-Hauterivian	Odin and Conard, Abs. 74, p. 734
C19	110.7 ± 3.6	L	Late Barremian	Conard and Odin, Abs. 73, p. 734
C20	109.3 ± 6.0	H	Late Aptian	Montigny and others, Abs. 188, p. 860
C21	108.0 ± 2.6	L	Late Aptian	Kreuzer and Thiermann, Abs. 146, p. 827
C22	107.3 ± 3.9	L	Late Aptian	Curry and Odin, Abs. 71, p. 732
C26	112.0 ± 3.3	L	Latest Aptian	Kennedy and others, Abs. 98, p. 763
C27	108.6 ± 3.3	L	Early Albian	Kennedy and others, Abs. 70, p. 731
C28	100.5 ± 3.3	L	Early Albian	Elewaut and others, Abs. 78, p. 740
C29	108.3 ± 4.0	L	Early Albian	Elewaut and others, Abs. 78, p. 740
C30	100.5 ± 1.0	L	Early Albian	Kreuzer and others, Abs. 144, p. 821
C31	101.1 ± 3.7	L	Mid-Albian	Elewaut and others, Abs. 79, p. 741
C32	102.4 ± 2.3	L	Mid-Albian	Elewaut and others, Abs. 79, p. 741
C33	96.5 ± 2.7	L	Late Albian	Kreuzer and Thiermann, Abs. 145, p. 826
C34	98.1 ± 3.9	L	Late Albian	Kennedy and Odin, Abs. 65, p. 727
C35	98.6 ± 2.6	L	Late Albian	Kennedy and Odin, Abs. 65, p. 727
C36	97.6 ± 2.0	H	Late Albian	Odin and Obradovich, Abs. 111, p. 774
C37	97.5 ± 2.0	H	Late Albian	Odin and Obradovich, Abs. 111, p. 774
C38	98.4 ± 3.2	L	Latest Albian	Kennedy and Odin, Abs. 63, p. 725
C39	99.5 ± 3.1	L	Latest Albian	Kennedy and Odin, Abs. 63, p. 725
C40	99.7 ± 1.2	H	Late Albian	Obradovich, Abs. 157, p. 838
C41	94.6 ± 0.8	L	Early Cenoman.	Kreuzer and others, Abs. 211, p. 887
C42	94.7 ± 1.1	L	Early Cenoman.	Kennedy and Odin, Abs. 62, p. 722
C43	94.8 ± 3.1	L	Early Cenoman.	Elewaut and others, Abs. 80, p. 742
C44	90.4 ± 2.0	L	Mid-Cenomanian	Elewaut and others, Abs. 81, p. 743
C45	92.9 ± 2.1	L	Mid-Cenomanian	Elewaut and others, Abs. 81, p. 743
C46	91.2 ± 0.5	L	Early Turonian	Kreuzer and others, Abs. 226, p. 903
C47	91.5 ± 1.8	H	Early Turonian	Lanphere, Abs. 118, p. 780
C48	90.5 ± 0.4	L	Early Turonian	Kreuzer and others, Abs. 226, p. 903
C49	88.1 ± 1.5	L	Late Turonian	Kreuzer and Seibertz, Abs. 227, p. 906
C50	85.0 ± 1.0	L	Late Turonian	Kreuzer and Rabitz, Abs. 94, p. 758
C50A	86.0 ± 1.0	L	Late Turonian	Kreuzer and Rabitz, Abs. 94, p. 758
C51	89.0 ± 1.5	H	Turonian/Coniacian boundary	Odin and Obradovich, Abs. 108, p. 772
C52	87.1 ± 2.8	L	Coniacian	Elewaut and others, Abs. 83, p. 745
C53	84.4 ± 1.6	H	Earliest Santonian	Odin and Obradovich, Abs. 107, p. 771
C54	79.3 ± 1.6	H	Earliest Campanian	Odin and Obradovich, Abs. 106, p. 771
C55	77.6 ± 2.5	L	Early Campanian	Kennedy and Odin, Abs. 140, p. 817
C56	74.9 ± 2.3	L	Late Campanian	Kennedy and Odin, Abs. 140, p. 817
C57	74.3 ± 1.4	H	Latest Campanian	Odin and Obradovich, Abs. 105, p. 769
C59	71.0 ± 2.1	L	Late Maastrichtian	Kennedy and Odin, Abs. 139, p. 815
C50	70.1 ± 1.4	H	Late Maastrichtian	Odin and Obradovich, Abs. 104, p. 768
C60	69.0 ± 1.4	H	Late Maastrichtian	Odin and Obradovich, Abs. 104, p. 768

高温年龄（表中以 H 表示）是从形成于凝灰岩、火山灰、膨润土、熔岩流，黑云母等高温条件下的矿物中测得的 Rb/Sr 或 K/Ar 年龄。低温年龄（表中以 L 表示）是从海绿石类中测得的最常用的 K/Ar 年龄。有关这些年龄的地层和分析细节见其各自的参考资料。在 Odin（1982a）中，所有年龄都被转换到了新的衰变常数。

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

附录C 新生界层序

在韦特岛（the Jsle of Wight）和南英格兰、比利时、巴黎盆地和法国南部、西德、意大利、西班牙、美国墨西哥湾沿岸、卡罗来纳州❶、新西兰以及澳大利亚的野外露头上进行过新生代层序的研究，经研究过的剖面和层序的年代包括如下。

在韦特岛的白崖湾（White Cliff Bay）和阿勒姆湾（Alum Bay）剖面上，对一套从上古新统到下渐新统的完整的连续性层序进行过研究。此外，在南英格兰研究过合恩湾(Herne Bay)（塔内提阶的标准地区），巴尔顿（Barton）（巴尔顿阶的层型剖面）以及榭培岛（Sheppey Island）（伊普雷斯阶）的剖面。

在比利时，鲁珀利阶的标准地区的剖面包括有森特尼克拉斯（Sint Niklaas）、克鲁依比克（Kruibeke）以及斯汀道普（Steendorp）等地区的剖面。其它的露头有波兰勃格（通格里阶）（Tongrian）地区和通格仁（Tongeren）地区（通格里阶的层型剖面）的剖面；在伊普雷斯阶的标准地区有考特马克（Kortemark）、爱吉姆（Egem）以及爱阿尔比克(Aalbeke）等剖面；勃雷吉姆（Balegem）剖面（莱第阶）（标准剖面）；维姆欧剖面(Wemmel)（维姆欧阶的层型剖面）；芒斯盆地塞普雷剖面（Ciply）（蒙丁阶层型剖面，Montian)；布鲁塞尔阶（Bruxellian Stage）的标准地区宰出得—路美（Zetrud–Lumay）和布瑞恩—拉琉得剖面（Braine l'Alleud)；盖灵登（Gelinden）剖面（塔内提阶）；以及沿阿尔伯特海峡（Albert Channel）的乌洛安好恩（Vroenhoven）剖面（U／T界限和丹麦阶)。

在法国巴黎盆地的 St.Leu d'Esserent 和 St.Vaast–les–Mello 地区对露头进行了研究（卢台特阶层型剖面）。在 Guitrancourt 和 Damery 地区也对卢台特阶剖面进行了研究。库伊兹阶剖面包括在 Cuise–la–Motte（库伊兹阶层型剖面）地区和 Gisors 地区的剖面。其它的露头剖面有：Auvers–Sur–Oise（奥维尔斯阶的层型剖面，Auversian)、Marine（马里奈斯阶的标准剖面，Marinesian)，Pourcy（斯巴纳绥阶，Sparnaciana)、Cormeilles（路德阶，散诺阶和斯坦普阶，Ludian，Sannoisian 和 Stampian）以及 Chalons–sur–Vesle（塔内提阶）等地区的剖面。

在法国南部，阿启坦阶（Aquitanian）标准地区的露头有：Moulin de Bernachon、Moulin de l'Eglise，l'Ariey（阿启坦阶层型剖面）以及 Relevee de Balizac 等剖面。其它的露头剖面在：Grignols（上阿启坦阶—下波尔多阶)、Champ du Peloua、Ruisseau de la Coquilleyre 以及 Pont Pourquey、La Sime（波尔多阶标准地区）等地。

欧洲其它地区的露头剖面在：西德的 Doberg bei Bünde（恰特阶层型剖面)、西班牙北部 Tremp 和 Lerida 的依勒迪阶标准剖面、意大利 Priabona 地区普里阿邦阶（Priabonian）的层型剖面。此外，包含有关意大利晚新第三纪各阶即朗基阶、塞拉瓦尔阶、托尔顿阶(Tortonian)、麦西尼阶（Messinian)、赞克勒阶的卡拉布里亚阶（Calabrian）的层型剖面及参考剖面中经测量过的剖面以及岩石和年代地层方面资料的大多数文献也被广泛地仔细阅读过，并且根据岩石和生物相资料提出了层序地层模型（计划1987年对这些地区进行野外工作)。

❶包括北卡罗来纳和南卡罗来纳州，都为美国的州名。——译者

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

沿美国东海岸，北卡罗来纳的露头包括：靠近 Belgrade 的 Belgrade 采石场（下中新统）、Trent River 剖面（渐新统）、New Bern 附近的 New Bern 采石场（上始新统—渐新统）以及在 New Hannover 县的 Ideal（Martin Marietta）采石场（中始新统）。南卡罗来纳的露头有：Georgetown 县与 Berkeley 县的采石场（中始新统）以及 Santee Portland 采石场（上始新统）。

沿美国墨西哥湾沿岸，阿拉巴马（Alabama）地区的露头有：Little Stave Creek（中始新统—渐新统）、St. Stephens 采石场（始新统顶到中新统底部）、Tombigbee 和 Chattahoochie 河等沿着阿拉巴马分布的剖面（下第三系）以及 Braggs 剖面（K／T 界限）。

在新西兰的南岛（South Island），从南 Canterbury 到北 Otago（始新统到中中新统）、北 Canterbury（上白垩统到渐新统）以及从 Greymouth 到 Karamea（始新统到中中新统）等沿西海岸分布的海岸剖面得到了研究。

在澳大利亚，对沿 Otway 山脉翼部分布的露头作了研究。沿 Otway 山的东翼，Bells Headland、Airey′s Inlet 以及 Soapy Rocks 等剖面（始新统顶到中新统底）得到过考察。在 Otway 西南端的 Browns Creek 剖面（上始新统—渐新统底）以及从 Pebble point（中古新统到渐新统）到 Port Campbell（下中新统—上新统）沿 Otways 西翼展布的剖面也得到了研究。

附录 D 白垩系层序

在瑞士的 Suisse Romande、法国东南部和北部、比利时和荷兰、美国西部内陆（科罗拉多州、尤它州）以及得克萨斯中部，白垩系的层序得到了研究。经研究的剖面和它们的年代包括如下。

在瑞士的 Suisse Romande，被研究过的露头剖面有：Veveyse 河右岸的 Châtel–St. Dennis（贝利亚斯阶到下巴列姆阶，Berriasian，Barremian）剖面、Valangian 的剖面（凡兰吟阶的层型剖面）、Montsalvens 的剖面（贝利亚斯阶到桑托阶，Santonian）、Hauterive 附近的 Cressier 和 Landeron 剖面（豪特里维阶的标准地区，Hauterivian）、Borne Valley–Plateau d′Andey 剖面（凡兰吟阶到下巴列姆阶）以及 Val de Fier 剖面（贝利亚斯阶—凡兰吟阶）。

在法国南部的 Ardèche，露头有：Villeneuve de Berg 剖面（凡兰吟阶—豪特里维阶）和附近的 Ibie Valley 剖面（下巴列姆阶）、Berrias 剖面（贝利亚斯阶层型剖面）以及 Bessas 附近的 Les Buissieres 剖面（豪特里维阶）。在法国南部的 Vaucluse、Apt 的剖面（阿普第阶的层型剖面）和 Gargas 剖面（加尔加斯阶层型剖面，Gargasian Stage）得到了研究。在法国南部的 Alpes–de–Haute–Provence，剖面包括有：Angles 附近的剖面（凡兰吟阶到巴列姆阶，巴列姆阶的层型剖面）、Castellane 附近的 La Clue de Vergon 剖面（豪特里维阶）以及 La Rochette 剖面（土仑阶）。在 Hautes–Alps 有 Bruis 剖面（上阿普第阶—阿尔布阶），在 Drôme 的 Villefranche–le–Château 剖面（阿尔布阶）。沿法国南部的 Bouche–du–Rhone 海岸，La Bédoulle 附近 Cassis 处的剖面（别杜尔阶层型剖面，Bedoullian 也得到了研究）。

在法国北部，层序研究包括森诺曼阶的标准地区和 Le Mans（Sarthe）地区的其它森诺曼阶—下土仑阶的剖面，它们在：Le Cormier（Cormes 附近），La Pigalière

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

(St. Ulphace), Les Quatre Chemins (Le Luart), La Gare (Dollon), Les Fosses Blanches (Duneau), Le Moulin Ars (St. Calens)、Le Bourgneuf (Mulsanne), Les Acacias (Yvr'e–l'Evêque)、Longueville (Savigné–l'Evêque)、Le Chateau (Ballon)、Le Sablon 和 La Goupillerie (M ézières–sous–Ballon 附近) 以及在 Mercey (Bonn ètable) 处。

在法国北部的 Le Havre、Dollemard、Bl èville、Octeville、St.Jouin、Le Tilleul 以及 Fécamp 处的剖面（上阿尔布阶到土仑阶）得到了研究。Touraine 附近的土仑阶的标准地区、Amboise 处的剖面（下土仑阶）、Montrichard 处的剖面（中土仑阶）以及 Francueil 处的剖面（上土仑阶和土仑阶／科尼亚克阶（Coniacian）界限）连同 La Bousiniere 处的剖面（上森诺曼阶）都得到了研究。

在法国北部的 Boulonnais 地区，露头包括 Uissant 处的剖面（上阿普第阶—阿尔布阶）以及 Cap Blance Nez 处的剖面（森诺曼阶—下土仑阶）。

在法国北部的 Aube 地区，在阿尔布阶的标准地区 Perchois–Ouest 和 Perchois–Est 以及在 Montieramey、Courcelles、Le Jard、Radonviliers 和 Montreuil–sur–Barse 对阿尔布阶露头进行了研究。法国北部其它的露头还包括：在 Saintes（桑托阶层型剖面，Santonian）、Cognac（科尼亚克阶的层型剖面，Coniacian）的剖面以及在 Aubeterre（坎佩尼阶–麦斯特里希特阶，坎佩尼阶的层型剖面，Campanian，Maastrichtian）、Belvès（桑托阶–坎佩尼阶）和 Bigaroque（坎佩尼阶）处的坎佩尼阶标准地区的剖面。

在比利时，露头包括有：Maisières（土仑阶–科尼亚克阶）、Obourg（坎佩尼阶）、Hallembaye（坎佩尼阶–麦斯特里希特阶）以及 Ciply（麦斯特里希特阶）处的剖面。此外，研究了荷兰的 Maastricht 采石场（ENCI）的麦斯特里希特阶的层型剖面。

在美国西部内陆，科罗拉多州的露头包括：在 Pueblo 附近的 Rock Canyon Anticline（上阿尔布阶—桑托阶）、在 Canon City、Wolcott、Glenwood Springs、New Castle 和 Grand Junction 附近的剖面（阿普第阶到桑托阶）以及犹他州 Coalville 附近的剖面（阿尔布阶到土仑阶）。在得克萨斯中部，对 Austin、Temple、Waco 以及 Waxahachie 镇附近的众多露头剖面做了从中阿尔布阶到麦斯特里希特阶的层序研究。

附录 E　侏罗系层序

沿英格兰南部的 Dorset 和 Somerset 海岸，沿英格兰北部的 Yorkshire（约克郡），在法国中西部、德国南部以及瑞士，侏罗系的层序作了研究。研究过的剖面和层序年代包括如下。

在英格兰南部，沿 Dorset 海岸，可以观察到一套基本完整的连续性侏罗系层序。从 Pinhay Bay 到 Eastcliff 的剖面（赫唐阶到托阿尔阶，Toarcian），在 Burton Bradstock 和 Tidmoor Point 处的剖面（阿连阶到卡洛夫阶）；以及从 Portland 岛到 Swanage 的剖面（牛津阶到波倍克阶，Purbeekian）得到了研究。在英格兰北部沿约克郡海岸，在 Robin Hood 湾和 Staithes（下侏罗统）、在 Blea Wyke Point 的剖面（中侏罗统）以及 Cayton Bay 处的剖面（牛津阶）都得到了研究。

在法国 Thouars 和 St. Jacque de Thouars 地区附近的 Rigollier–Vrines 剖面处，研究了托阿尔阶的层型剖面。

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

在瑞士 Montsalvens 地区，上侏罗统（牛津阶—提通阶，Tithonian）层序得到了研究。得自普林斯巴阶（Pliensbachian Stage）的层型剖面（据德国南部 Pliensbach 附近的一条剖面）的岩样也进行了层序分析。

附录 F 三叠系层序

在意大利的 Dolomites、奥地利的 Tyrol、巴基斯坦的 Salt Range 以及 Svalbard 和 Bjφrnφya 的北极岛屿的三叠系层序得到了研究。研究过的剖面和层序的年代包括如下。

在意大利的 Dolomites 西部，露头有：Rosengarten 剖面（拉迪尼亚阶至卡尼阶，Ladinian—Carnian）、San Lucano Valley 剖面（安尼西 Anisian 阶—拉迪尼亚阶），Plattaforma de Sella 剖面（拉迪尼亚阶—卡尼阶）以及 Alpe di Siasi 剖面（拉迪尼亚阶）。

此外，奥地利 Tyrol 地区的 Steinplatte 剖面（瑞替阶，Rhaetian）、巴基斯坦 Salt Range 地区 Chiddru Nala、Narmia 和 Nammal Gorge 等地的剖面（Scythian 阶）以及 Spitsbergen 的 Isfjorden 地区 Festningen 当地的剖面（格雷斯巴契亚 Griesbachian 阶到瑞替阶）等得到了研究。Bjφrnφya 岛（Bear 岛）上的三叠系剖面出露在 Miseryfjellet（赛特阶到卡尼阶）。

（洪卫东译）

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

第七篇　全球性海面升降对碎屑沉积作用的控制Ⅰ—概念构架

H. W. Posamentier, M. T. Jervey, P. R. Vail

摘要　本文提出了一个理解全球性海面变化效应控制着沉积地层分布模式的概念性构架。

全球性海面变化造成一系列体系域，它们组合起来，形成了全球性海面降落拐点间沉积的层序。文中识别出两种类型的层序：(1) 1型层序，其底以1型不整合为界，其顶以1型或2型不整合为界，在其底部有低水位沉积；(2) 2型层序，其底界以2型不整合，其顶界以1型或2型不整合为界，没有低水位沉积。每种层序均由三个体系域组成：1型层序由低水位、海进和高水位体系域组成；2型层序由陆棚边缘、海进和高水位体系域组成。1型层序与河流回春作用及其底部的切割相伴生，2型层序没有。

全球性海面升降与构造沉降作用相结合，造成可供沉积物充填的空间。这种改变可容纳空间的结果是在盆地边缘看到的上超和退超❶（offlapping）沉积地层分布模式。局部地方的沉降和（或者）抬升以及沉积物供应的条件都可能留下印记，但通常不会掩盖全球海面的影响。而任何全球性海面变化（例如，不规则的全球性海面升或降、不对称下降、缓慢或迅速升或降等等）都将是全球起作用的。文中分别考虑了全球性海面下降和上升拐点在不整合产出上的意义。1型不整合与全球性海面迅速降落有关，2型不整合与全球性海面缓慢降落有关。

一、简　　介

本文的目的是提供一个概念性构架，以理解海面相对变化与盆地边缘碎屑岩沉积层分布模式间的关系。认识到这种关系，将为地质家提供一种工具，以更好地理解沉积层序与这些层序内部岩相分布的关系。本文中用到的关键词定义于表7-1中。补充的定义见Van Wagoner等人的文章（本书）。

本项研究建立在过去Vail等（1977）、Vail和Todd（1981）、Vail等（1984）和Jervey（本书）等人研究基础之上，那些研究确立了相对海面变化与沉积地层分布模式间存在一种关系。本文依照层序、体系域、不整合类型的先后次序，分析了这种地层关系。Posamentier和Vail的文章（本书）专门讨论层序和体系域模型以及这种模型的变化。

本报告中提出的概念模型，代表了可容纳空间的变化对碎屑沉积物沉积作用影响的效果分析，并提出了沉积盆地是如何充填的。必须强调，这些模式可以用在一般情况下。在这些模式用于某一特定盆地之前，必须在这些模式中结合进局部地方因素，如气候、沉积物供应和构造作用的影响。一旦计入了这些考虑，经过完善的模式就可以预测性地用于模拟地方性条件，以便更好地预测岩石层序。

❶退超即前积。——译者

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

二、假　　定

可容纳空间和沉积作用的地质和地震观察表明，改变全球性海面可以产生多达四个体系域的一种可以预测的层系❶（Succession）。它们是高水位、低水位（包括低水位扇和低水位楔）、海进和陆棚边缘体系域，示于图 7–1 至图 7–6 的立体图解中。每个体系域是由一或几个沉积体系组成的（Brown 和 Fisher，1977），而且每个都以一套特殊岩相。从海平面曲线还可以预测分开这些体系域的不整合或无沉积作用面的时代。

表 7–1　关键词定义

层序地层学： 在年代地层构架中岩层关系的研究，构架中的岩石层序是旋回式的，并且由成因上有联系的地层单元（层序和体系域）组成
沉积体系： 一种在成因上被依然起作用的（现代的）或者推测的（古老的）作用和环境（三角洲、河流、障壁岛等）联系在一起的三维岩相组合（Brown 和 Fisher，1977）
体系域： 一连串同期沉积体系（Brown 和 Fisher，1977）。每个体系域都根据边界处的地层几何形态、在层内部所处的位置以及内部准层序叠置方式客观地加以定义。每个体系域都解释为与全球海面变化曲线的某一特定间段（例如：全球性海面低水位—低水位楔；全球性海面上升—海进；全球性海面迅速下降—低水位扇等等）相伴生，虽然它不是在这种伴生关系基础上定义的
层序： 一套相对整一的、成因上有联系的、其顶和底以不整合或与之可以对比的整合为界的地层（Strata）（Vail 等，1977）。它是由一套体系域组成的，并被解释为在全球性海面降落拐点间沉积的
准层序： 一套相对整一的、在成因上有联系的、以海泛面或与之可以对比的面为界的岩层（bed）或岩层组（bedsets）（Van Wagoner，1985）
不整合： 一个分开新老地层的面，沿着这个面存在陆上侵蚀削截（在某些地区为可以对比的海底侵蚀面）的证据，或者存在具有明确重要沉积间断的陆上暴露的证据
密集段： 以极缓慢的沉积速度（<1–10mm/1ka）为特征的一种薄的海相地层间段（Vail 等，1984）。它由最大海面上升期和最大滨线海进期在中部至外部陆架、陆坡和盆底的、贫于陆源碎屑物质的半远洋和远洋沉积物组成（Loutit 等，本书）
可容纳空间： 可供潜在沉积物堆积的空间（Jervey，本书）
平衡点： 沿沉积剖面上的一个点，那里的全球性海平面变化速度等于沉降或上升速度。它把海面相对上升带和下降带分开
平衡剖面： 一个递降水流的纵向剖面，或者一个平滑梯度的纵向剖面，在它的每个点上，水流恰好足以搬运它力所能及的沉积物负载。通常都把它看作是一个平滑的抛物线，缓缓地凹向天空，实际上在河口处是平的，朝物源方向变陡（Gary 等，1974）

❶这里泛指一套地层。——译者

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

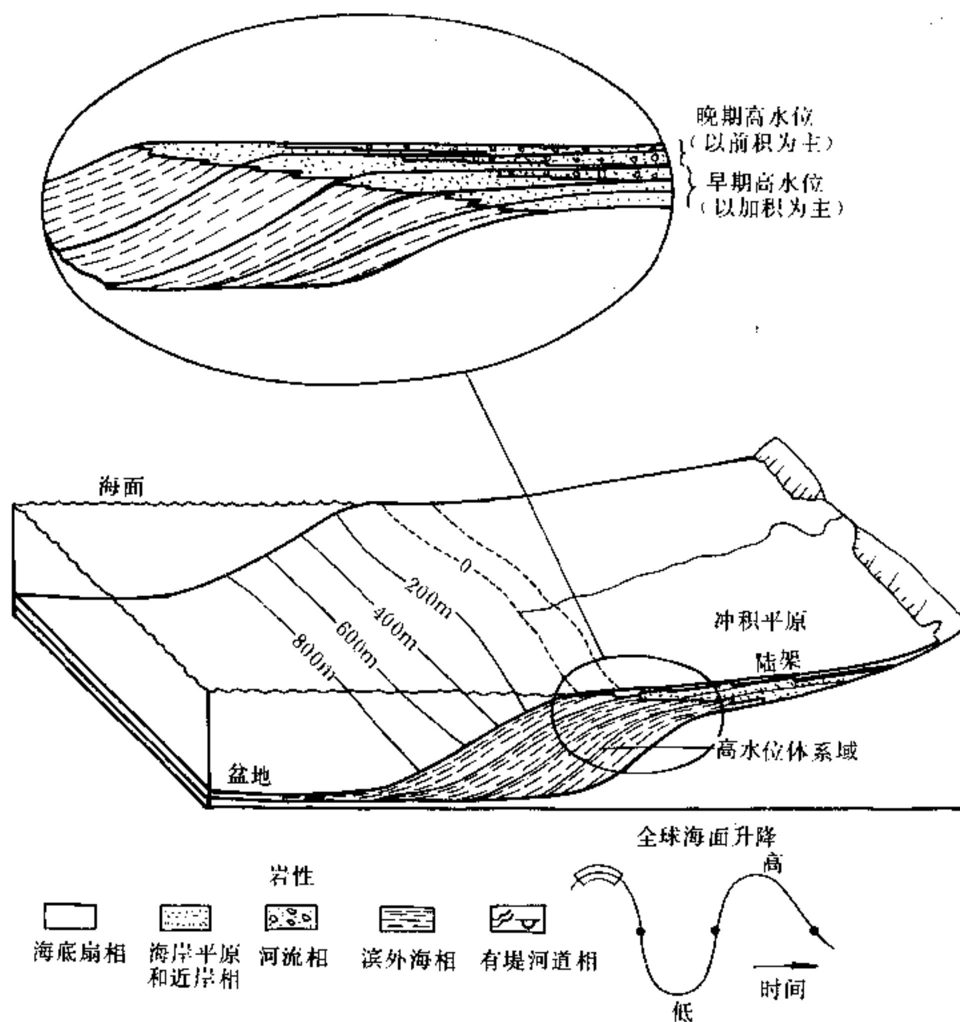


图 7-1 高水位体系域 I

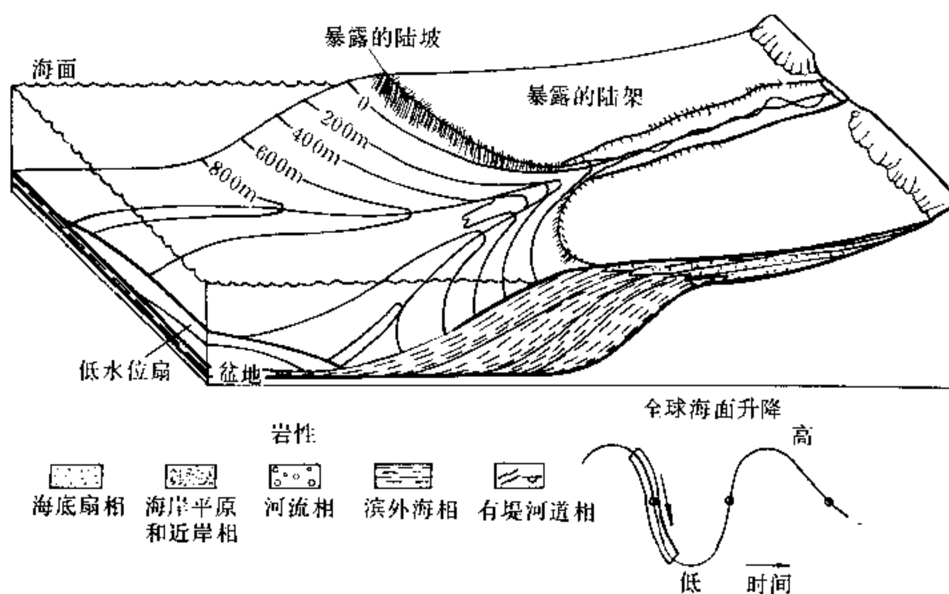


图 7-2 低水位体系域—低水位扇

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

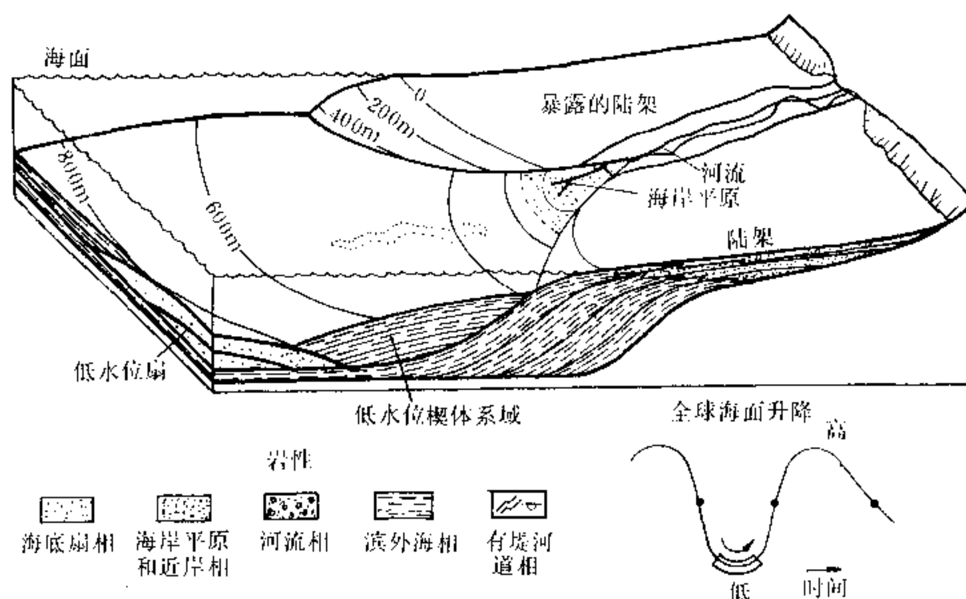


图 7-3 低水位体系域--低水位楔

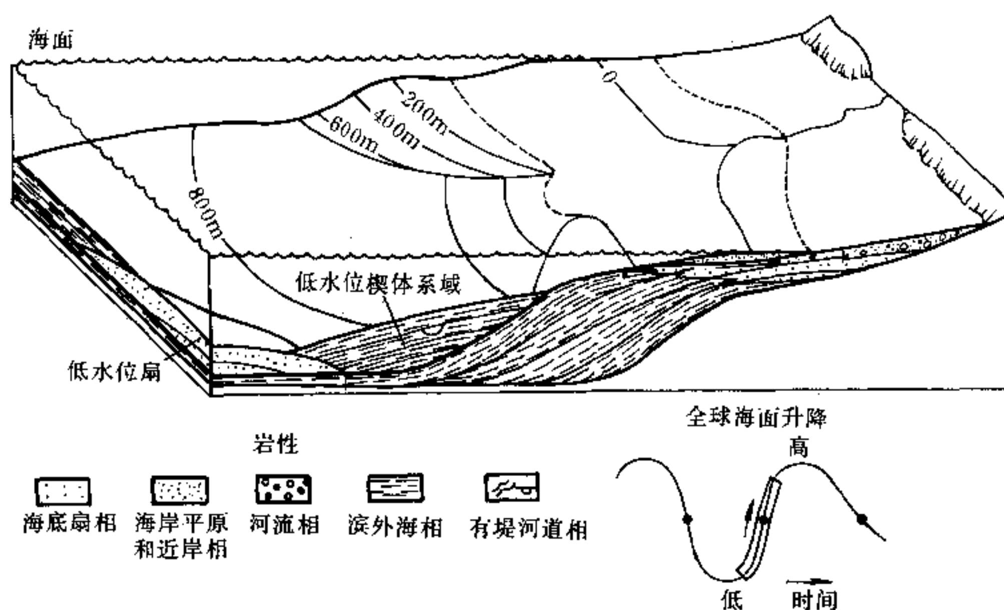


图 7-4 海进体系域

然而，从局部地区上讲，在作出预测之前，首先还必须通过与沉降及沉积物供应资料的结合，对这些模式加以完善。Posamentier 和 Vail（本书）将对每个体系域作更详细的讨论。

为了建立可以普遍使用的沉积模式，必须假定存在下列条件：

(1) 在剖面上任一简单的位置上的海底沉降速度维持恒定。海底沉降基本上是岩石圈冷却和沉积物负载（它们结合起来构成总的沉降）的一个函数。各式各样的沉积盆地地质历史分析说明，全球海面变化比沉降作用变化发生的频率要大。因此，在一有限的时间间段内，恒定沉降速度的假定，看来是可以接受的。然而，当考虑到局部条件而修改普遍模式时，采用不均匀的沉降速度可能是适当的。

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

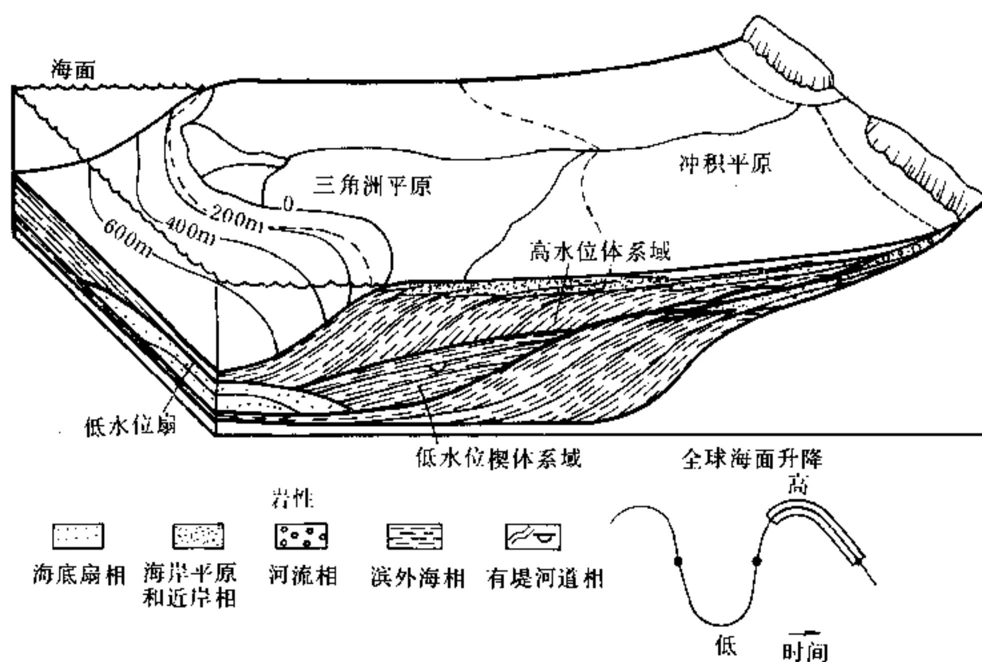


图 7–5　高水位体系域 II

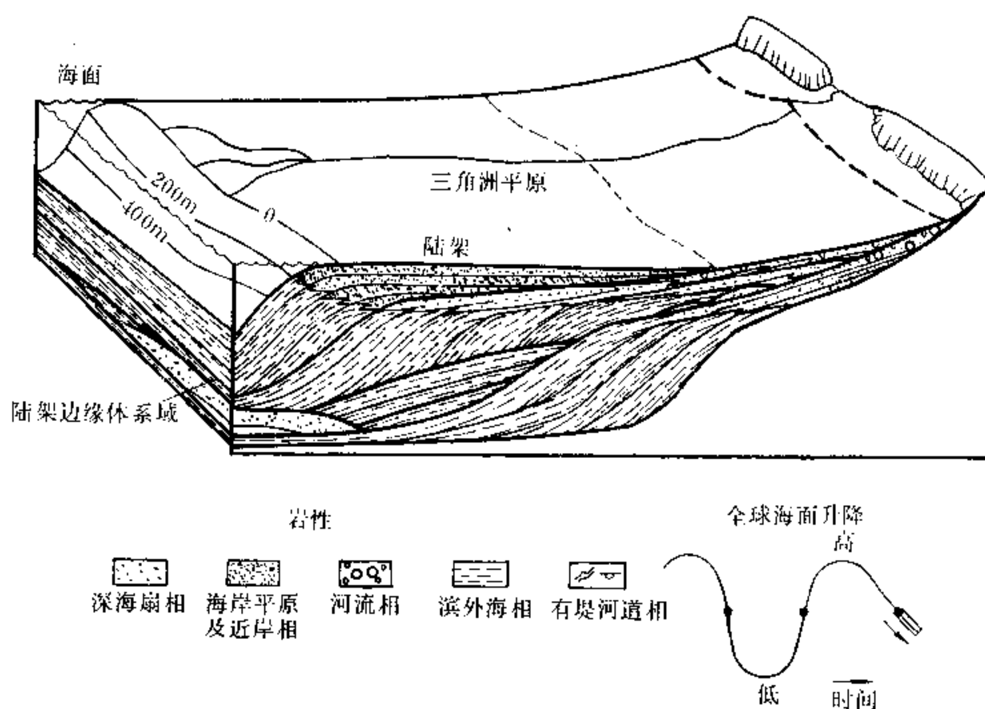


图 7–6　陆架边缘体系域

(2) 总沉降量在朝盆地方向增加。看来这是大多数发散型盆地边缘的特征。

(3) 沉积物是沿着以陆架、陆坡和盆地为特征的发散型大陆边缘发生的，那里的沉积物

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

供应保持恒定。实际上，不同的沉积物供应速度主要影响着沉积物朝海方向的延伸程度。在朝陆地方向，随着海底与基准面（base level）之间的空间被充填，地层分布模式通常表现为上超和加积，而朝盆地方向前积作用的极限，则是沉积物供应和盆地边缘几何形态的函数。因此，在朝陆地方向，那里的基准面（海面或者递降水流剖面（graded stream profile））是控制因素，在相同的盆地的朝陆地方向一侧，地层分布模式是相同的，而不必考虑沉积物的供应。当把局部沉积物供应参数结合到模式中时，将会看到，它的影响主要是在沉积作用朝海方向的极限上。

(4) 全球性海面变化的趋势是曲线型的，接近于正弦波形。虽然实际的全球性海面变化趋势显然不是正弦波形，但无论如何，这种全球性海面变化曲线，是可以用一系列正弦曲线加以分解的。它说明，沉积地层分布模式与这种曲线上的拐点有直接关系。

应当再次强调，虽然这些模式是普遍可以使用的，但是为了把它们用作某一特定盆地的预测模式，局部地方性因素的烙印是必须考虑的。

三、作为绝对海面和沉降作用函数的相对海平面变化及其对沉积层分布模式的影响

地层分布模式（Stratal pattern）和相分布部分地取决于：(1) 可供沉积物利用的空间的多少；(2) 增加新空间的变化速度。沉积物是在海底与基准面（base level）〔即海洋环境中的海平面或在陆相河流环境中的递降水流剖面（graded-stream profile)〕之间的空间沉积的。这个可利用空间叫**作可容纳空间**，Jervey（本书）把它定义为"可供潜在沉积物堆积的空间，它是海面浮动和沉降作用二者的函数"。本文采用**可容纳空间**和**新增加的空间**（newspace added）二词。可容纳空间指可供沉积物充填的所有空间，包括老空间（早期未被充填遗留下的空间）加上新增加的空间，这里新增加的空间指沉积同时形成的可供利用的空间。可容纳空间可以随这个空间的上界和下界作向上或向下变化。其结果是产生一种**可容纳空间包络**（accommodation envelope），它限定了可供沉积物充填的空间（图 7-7）。

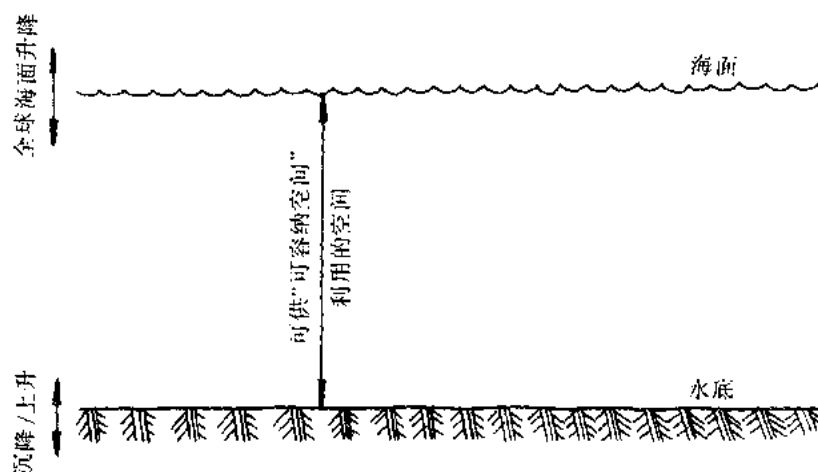


图 7-7 作为全球性海面升降和沉降作用函数的可容纳空间包络

相对海平面变化，绝非仅仅是全球性海面变化，而是控制了可容纳空间的变化。全球海面（eustacy 或 global sea—level）仅指海面相对于一**固定基准面**的位置，例如地心，因此它

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

和局部因素是无关的。相对海平面体现了局部沉降和（或者）上升，指的是**相对于一个处于或者靠近海底的一个基准面位置（例如基岩）**的海面位置（图 7-8）。因此，沿一剖面观察到的相对海平面变化随局部地区的沉降或上升而变化。海平面的相对上升或下降决定了是否有可供沉积物充填的新空间正在形成。相对上升增加空间，而相对下降则减少空间。因此，即使在全球性海面停滞或者全球性海面缓慢下降时期，由于局部沉降作用，相对海平面也可能继续上升并增加新的空间。这项参数与基准面以上的沉积物堆积无关，不应与水深混淆起来。

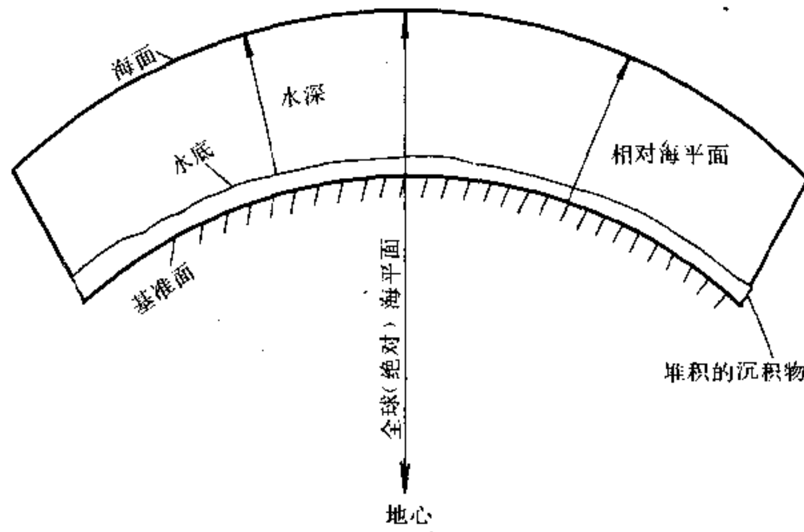


图 7-8　作为海面、水底和基准面位置函数的全球性绝对海面、相对海平面和水深

水深涉及到第三个参数—沉积物供应与全球海面及构造运动的结合。如图 7-8 中所示，水深可以描述为相对海平面减去堆积的沉积物。因此，相对海平面继续上升，可能为可容纳沉积物增加新的空间，然而；如果沉积物的堆积快于相对海平面上升，水深还可能同时减少。

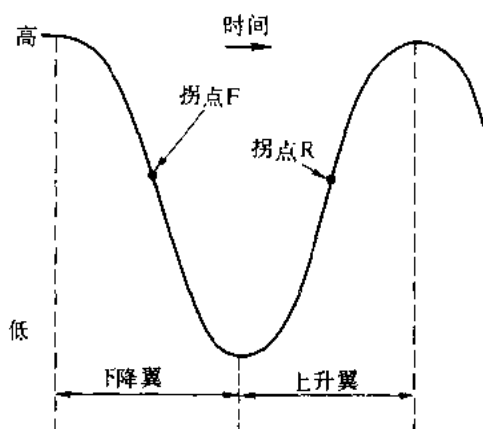


图 7-9　全球性海面变化要素

1.拐点的意义

全球性海面变化是以拐点隔开的一种曲线函数。这些拐点是曲线上方绝对斜率或者变化速度最大的地方。图 7-9 表示一个有两个拐点的假想海面变化曲线。下降翼上的一个点叫拐点 F，上升翼上的一个点叫拐点 R。

盆地边缘的沉积层分布模式很大程度上取决于全球性海面升降和海底沉降。陆架上的沉积作用涉及到充填海面与朝海的方向下倾的海底之间的楔形空间。所产生的地层分布模式将取决于该处增加新空间的速度和沉积物如河摆布这些新增加的空间。如果沉积物的供应足以持续加积直至沉积基准面（base level），那

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

么，随着新陆架空间增加速度的变慢，加积的速度也将逐渐降低。加积速度降低的结果是，与缓慢上升的沉积基准面保持同步所需要的沉积物将逐渐减少，其结果是越来越多的沉积物将会用作前积作用。

图 7-10 表示可容纳空间变化速度（亦即 dA／dt 或新增加空间速度）随全球性海面升降的变化。在 F 拐点处，新陆架空间增加速度最低；在 R 拐点处，这个速度最大（图 7-10）。在拐点 F 处很少或没有新陆架空间加入，所以这里可容纳的新沉积物相对极少（假定沉积物都堆积到沉积基准面）。因此，拐点 F 处的加积作用将最低，其前积作用将最大。在拐点 R 处则发生相反的情况。最薄的顶积层（每单位时间）出现在拐点 F 处（图 7-11T6 处），相反，最厚的顶积层（每单位时间）出现在拐点 R 处。因此，在沉积物供应速度恒定条件下，加积和前积作用的速度是反比关系。结果，在连续的准层序内部，随着靠近拐点 F，海岸线的退出趋向于越来越快，此后，逐渐减慢（图 7-11）。拐点 R 处的最大新空间增加速度，通常导致海进和非补偿（饥饿）段或密集段的发育。

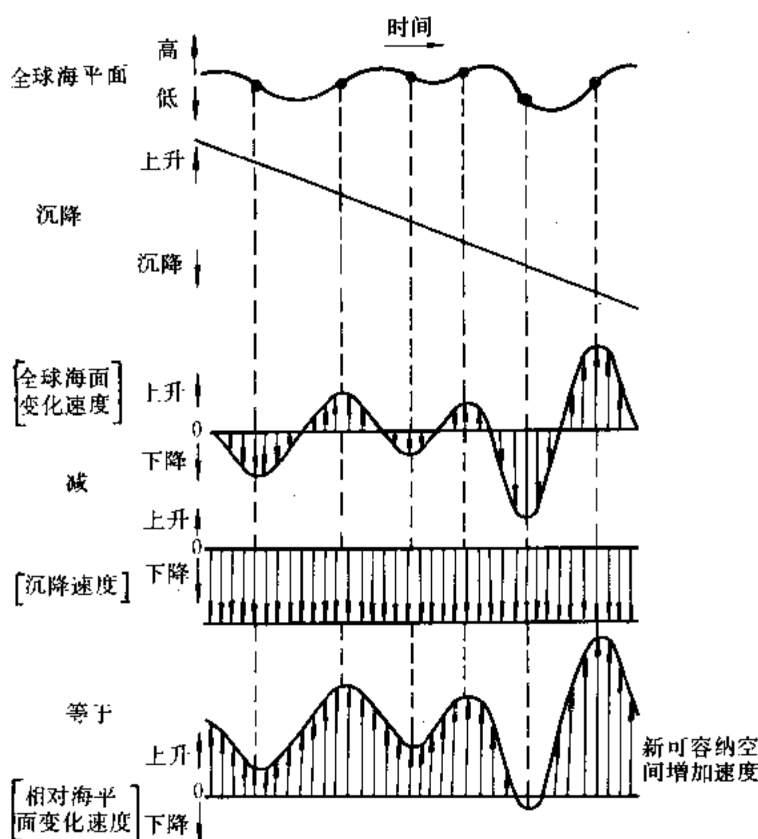


图 7-10 作为全球海面变化和沉降作用函数的相对海平面

密集段或最大海泛引起的朝陆地方向的最大海岸进侵，通常发生在全球海面上升时期拐点 R 稍后的某个时候（图 7-12）。请注意，在全球海面上升拐点处的顶积（即陆架）层达到最大厚度（每单位时间），与此同时，其面积展布达到最小。随着这些地层向陆地方向上超的越来越远，每个地层朝盆地方向的尖灭点位置也朝陆地方向迁移，直至达到 T9。这一点标志着最大海泛的时间（TMF）。时间 T9 之后，随着海退作用的恢复，每个时间段朝海

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

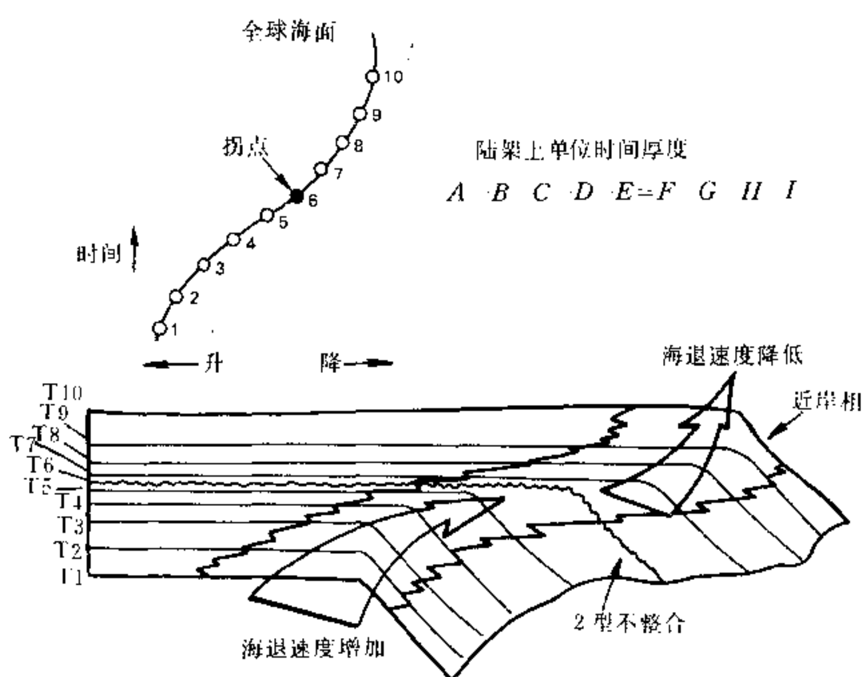


图 7-11　顶积层厚度对全球性海面下降的反应

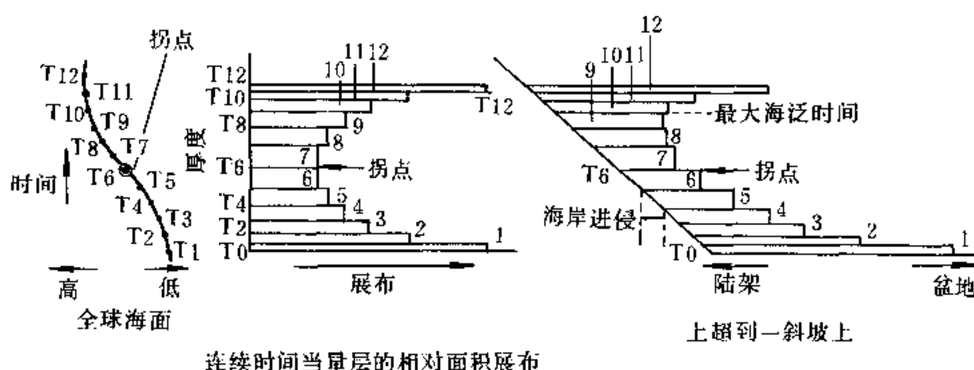


图 7-12　顶积层厚度与最大海泛时间对全球性海面上升的反应

方向的边界，逐步向盆地方向迁移。

海岸上超的朝盆地方向迁移，刻划了拐点 F 的特性。海岸上超可以定义为陆架或者上陆坡上海相或非海相沉积物分布朝陆地方向的边界。人们观察到，导致全球性同期陆上不整合面的河流侵蚀作用的开始，是和这些朝盆地方向迁移伴生的，而且明显受海平面变化的控制（Vail 等，1977）。这个问题将在 Posamentier 和 Vail 的文章（本书）中讨论。

2.一维模型

在大陆边缘上的任一地点上，在该处形成可供沉积物充填的新可容纳空间的速度，都决定于相对海平面变化速度，并等于全球性海面变化速度减去沉降速度（图 7-10）。例如，如果全球性海平面正在以某一速度下降，而海底也正在以同样速度沉降，则相对海平面保持不

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

变，而且不会有可供利用的新可容纳空间形成。如果全球海面正在下降，但是比正在沉降的海底慢得多，那么最终纯效果将是相对海平面上升，结果是将会增加新的可容纳空间。

在图7-10所示的例子中，由于大多数时间内沉降速度超过全球性海面变化速度，所以大多数时间段以海平面的相对上升为特征。因此，整个大多数时间间段都在增加新的可容纳空间。在任一给定时间上的实际可容纳空间，等于新增加的空间之和加上遗留下来的未充填空间，并产生于沉积基准面与海底之间。

3.二维模型

在被动大陆边缘上，从陆架到盆地，沉降作用逐渐增加，造成朝盆地方向新空间的增加速度的增加。这种差异沉降作用的效果示于图7-13中，图中表示了外陆架、中陆架和陆架边缘处的新空间增加速度。注意，最大的可容纳空间产在外陆架处，那里的沉降作用最大。反之，在内陆架上的沉降作用最小，在有些时间间段中，没有新的陆架空间加入。

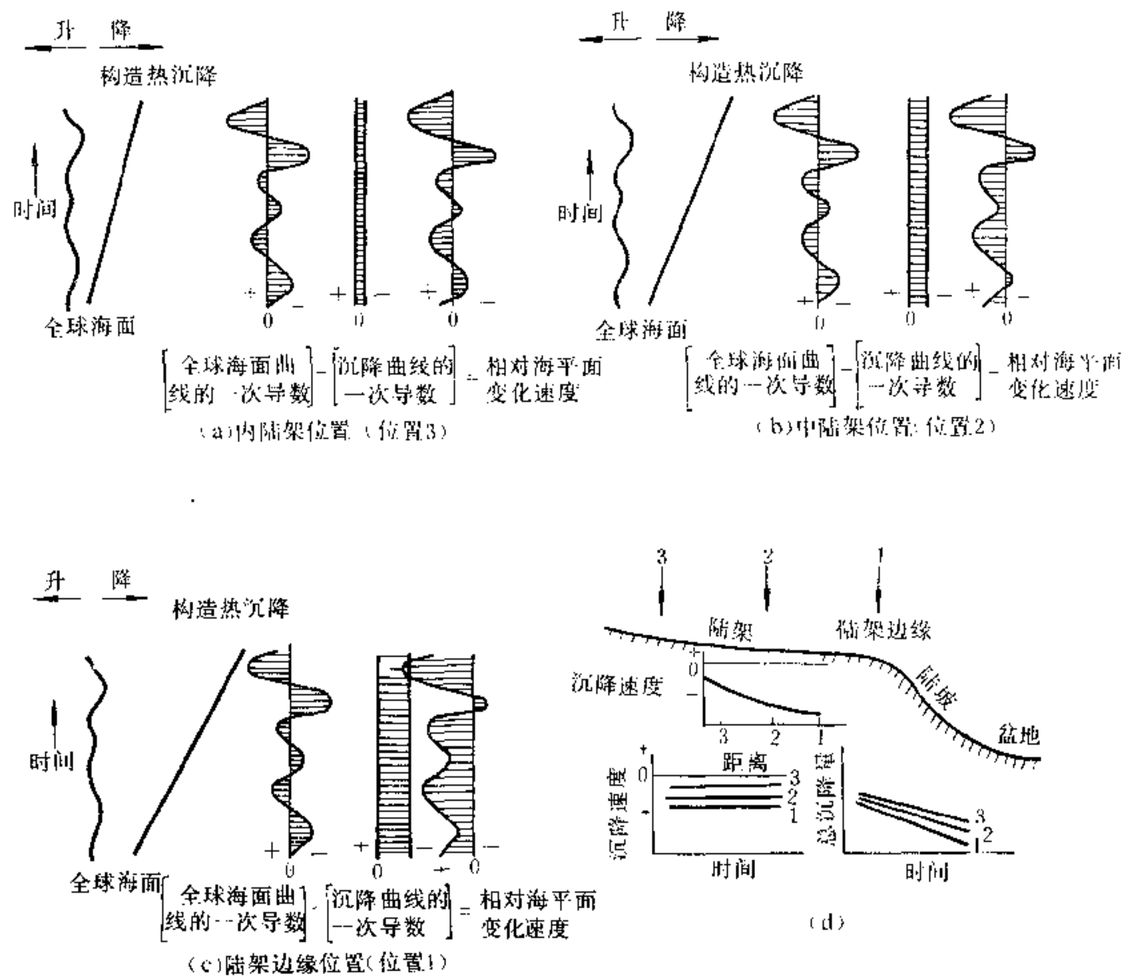


图7-13 相对海平面对差异构造热沉降的反应

借平衡点可以把一个大陆架剖面分成两个带。这个点的定义是沿剖面上全球海面变化速度等于沉降速度的点。这个点的朝海方向，沉降速度大于全球性海面下降速度，导致新空间的增加，而朝陆地方向发生相反情况。换言之，平衡点定义了两个带：(1) 一个相对海平面

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

上升带，它是在平衡点的朝海方向；(2) 一个相对海平面下降带，它位于平衡点的朝陆地方向。图 7-14 表示由于全球性海面降落速度的增加引起的平衡点朝海的方向迁移。整个陆架剖面上新空间的增加，是当全球性海面降落最大时最小（在拐点 F 处）。在此时间（T4）上，平衡点达到其最大朝海的位置上。反之，在拐点 R 处，平衡点达到其最人朝陆地的位置处。

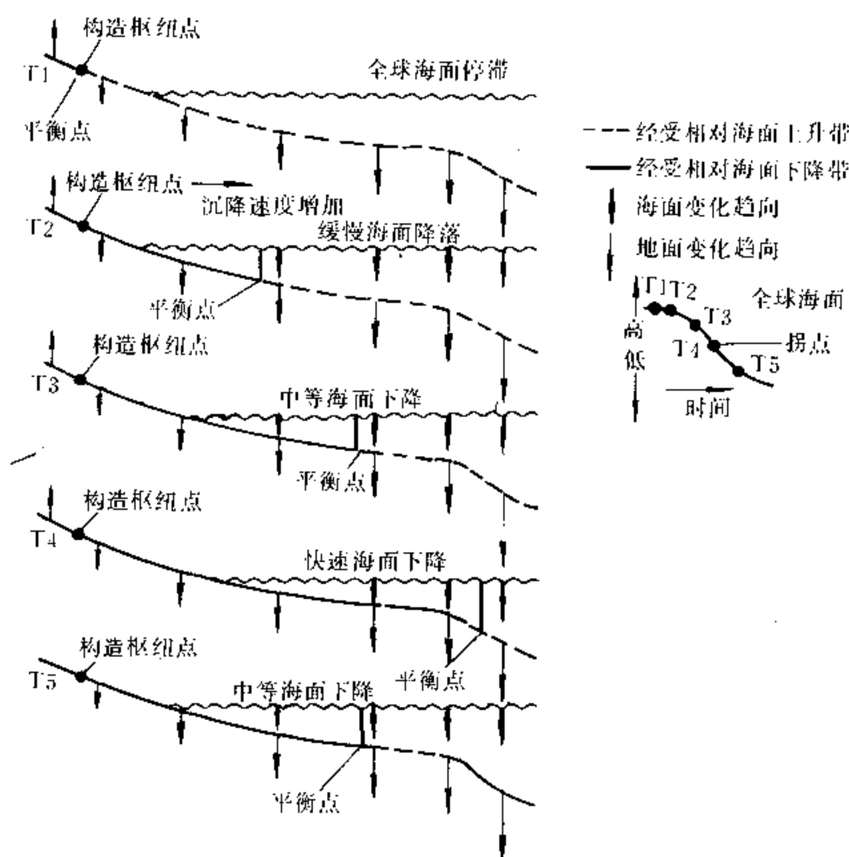


图 7-14 作为全球性海平面变化和差异沉降函数的相对海平面

图 7-15 表示正在增加新空间的地带上不同沉降速度的效果。图中表示了两个盆地的纵向剖面，其差别仅在于它们的沉降速度上。在给定的相同全球性海面变化条件下，具有高沉降速度的盆地 A，比起沉降速度低的盆地 B 来，以新陆架空间的增加较大为特点。在所有其它条件相同情况下，比起盆地 B，盆地 A 中将产生相对大的加积作用；而后一盆地，将以较高的前积作用为特点。沉积作用对于一个缓慢全球性海面下降时间间段的反应示于图 7-16。此图中表示了一个 2 型不整合。从 T1 到 T4，全球海面降落的速度逐渐增加，而平衡点朝盆地方向迁移。在 T4 以前，海湾线（bayline）（定义为河流[1] 与滨海或三角洲平原环境间的分界线）由于相对海平面缓慢上升而朝陆地方向迁移。海湾线有别于滨线(Shoreline)，后者是滨海或三角洲与海相环境间的分界线。在某些条件下，海湾线可以和滨线处于同一位置（例如，如果不存在海湾或者泻湖）。本文中广泛应用的是海湾这个词，

[1] 本文中所用的河流沉积仅指海平面以上的沉积作用，不包括三角洲平原或海岸平原上的河流沉积。

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

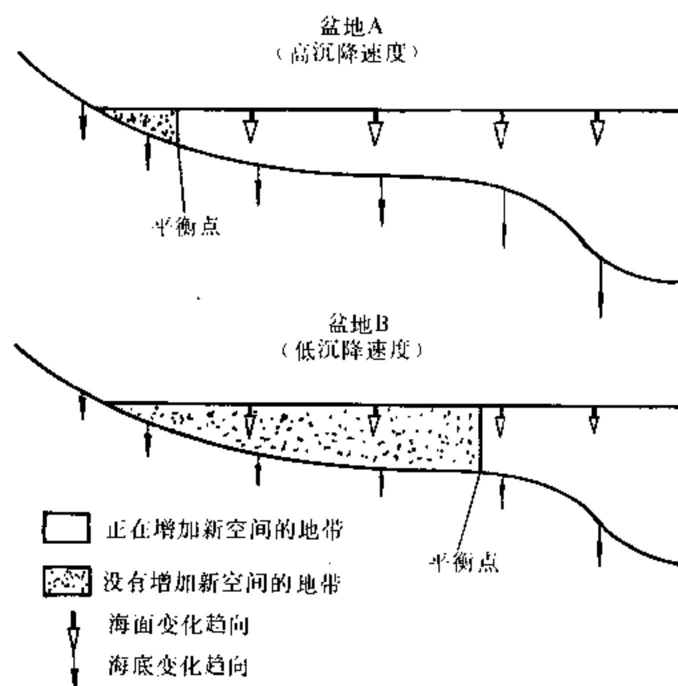


图 7-15　作为沉降速度函数的新增加的空间

而不是滨线，因为用作调整水流剖面（Stream profile）的诸点处在海湾线上，不是在滨线上。因此，它是海湾线的位置和迁移方向。当考虑的是河流沉积作用时，它是很有意义的。

图 7-17 表示由于相对海平面的这种上升引起的海湾线朝陆地方向转移。这种朝陆地方向迁移的速度是相对海平面上升速度和海湾线迁移经过的陆地斜率的函数（例如，高速度的相对海平面上升与低的斜率相结合，将导致快速迁移）。随着沉积物充填陆架上海湾线朝盆地方向海底与海面之间的楔形面积，所产生的地层模式将表现为海岸上超逐渐向陆地方向转移。随着在海湾线处的相对海平面上升速度逐渐降低接近于 T4，海湾线以及由此引起的海岸上超朝陆地方向转移的速度也将降低。与此同时，滨线或三角洲前缘可能朝陆地方向或者朝海的方向迁移，它取决于沉积物的供应（图 7-16 表示滨线的朝盆地方向迁移）。

平衡点在到达 T4 时的海湾线之后，海湾线掉转迁移方向，并连同平衡点一起朝盆地方向转移。水流处于平衡状态的点子（海湾线处）逐步移向盆地方向，引起稳定状态水流平衡剖面相继朝盆地方向转移（图 7-16 中 T4 至 T6）。由于水流力图保持稳定状态剖面，发生了河流沉积作用。此时，海湾线是以陆上和海洋可容纳空间为特征的两个带间的分界线。陆上可容纳空间可以定义为老的水流平衡剖面与新的比较高的水流平衡剖面之间可供沉积物充填的空间。因此，这种情况下的可容纳空间包络，以下面的老平衡剖面与上面的新平衡剖面为界。只有当海湾线跨越一个低起伏地表朝盆地方向迁移时，才会加入陆上的新空间。这里沉积的沉积物是河流相沉积。

平衡点在拐点 F 处达到其朝盆地方向的最远处，而后再次朝陆地方向转移。此时，由于海湾线反转其迁移方向和重新朝陆地方向移动，广泛分布的河流沉积作用停止了（图 7-16，T6 至 T7）。虽然这里提的是河流沉积作用立刻停止，但是如果河流沉积作用能够与

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

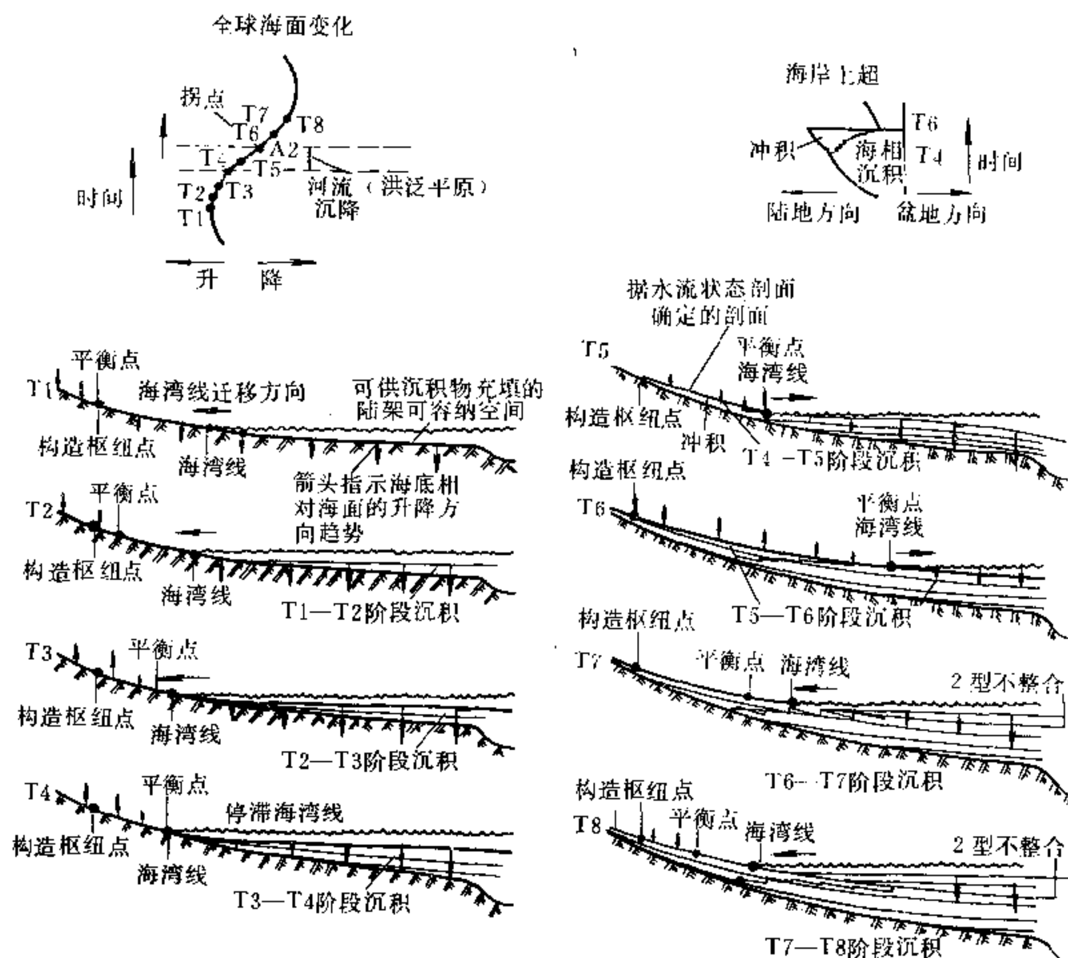


图 7—16　沉积作用对一段缓慢全球性海面降落的反应

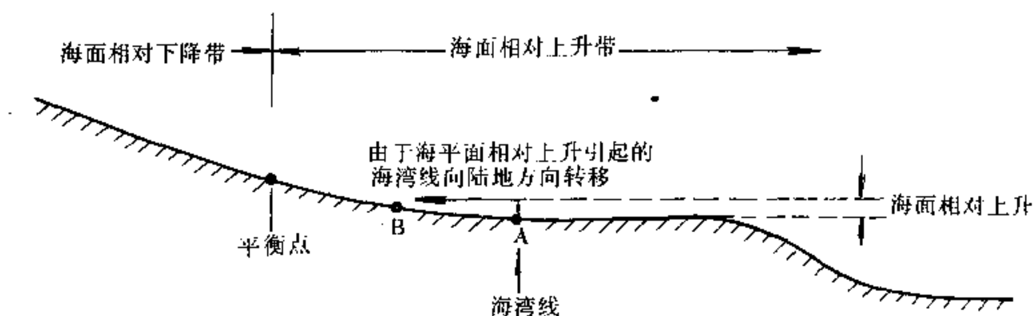


图 7—17　相对海平面上升对海岸线位置的影响

朝盆地方向迁移的水流平衡剖面保持同步，它还是会发生的。然而，在大多数情况下看来更象是，在平衡剖面停止朝盆地方向迁移的时间（位于拐点 F 处）与河流沉积作用跟上平衡

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

剖面充填先前造成的可供利用的空间的时间之间，存在着一个不确定的时间滞后。局部条件，包括沉积物供应和气候，将影响这个响应时间。然而无论如何，一旦河流沉积作用停止了，就会在海湾线处再次发生海岸上超点突然向盆地方向转移（见本书 Posamentier 和 Vail 的文章）。此时，缺少河流相成分的沉积作用，再一次局限于海底和海面之间的楔形空间之间（图 7-16，T6 至 T8）。必须再次指出，这里出现的是一种 2 型不整合。随着迅速的全球海面降落产生一种 1 型不整合，水流作用的复活和切蚀作用标志着广泛分布的河流沉积作用的停止。随后，当相对海平面重新上升时，这些切蚀的河谷（它们可能是相当广泛的）被河流相和（或者）河口湾相沉积所充填。因此，下切河谷充填物将覆盖多处的 1 型不整合。

四、海岸上超曲线的要素

全球性海面变化周期曲线图上海岸上超曲线的总的形态是根据众多沉积盆地中一系列观察得出的（Vail 等，1977）。它代表了陆源沉积作用朝陆地方向的最大极限，并且是由非海相或者海相沉积物组成的，它的具体形态是从可容纳空间和沉积作用模式推断来的。图 7-18 表示具有两个 2 型不整合的一条假想海岸上超曲线。从拐点 F 到拐点 R，新空间的增加速度稳步增加（图 7-10）。结果，海湾线以及海岸上超的朝陆地方向迁移速度也增加了。在拐点 R 的时间上，海湾线处的相对海平面上升速度和海湾线朝陆地方向迁移速度是最大的。此后，直至平衡点到达海湾线之前，相对海平面上升的速度在海湾线处降低。此外，海湾线朝陆地方向迁移的速度同样降低。由于此时海岸上超点处于海湾线处，因此，海岸上超的朝陆地方向迁移的速度也表现为降低。当平衡点到达海湾线时，相对海平面上升的速度为零。从这个时间直到拐点 F 的时间，平衡点和海湾线同时向盆地方向移动。平衡点和海湾线的迁移速度，随着平衡点逐渐到达它的朝盆地方向而降低。

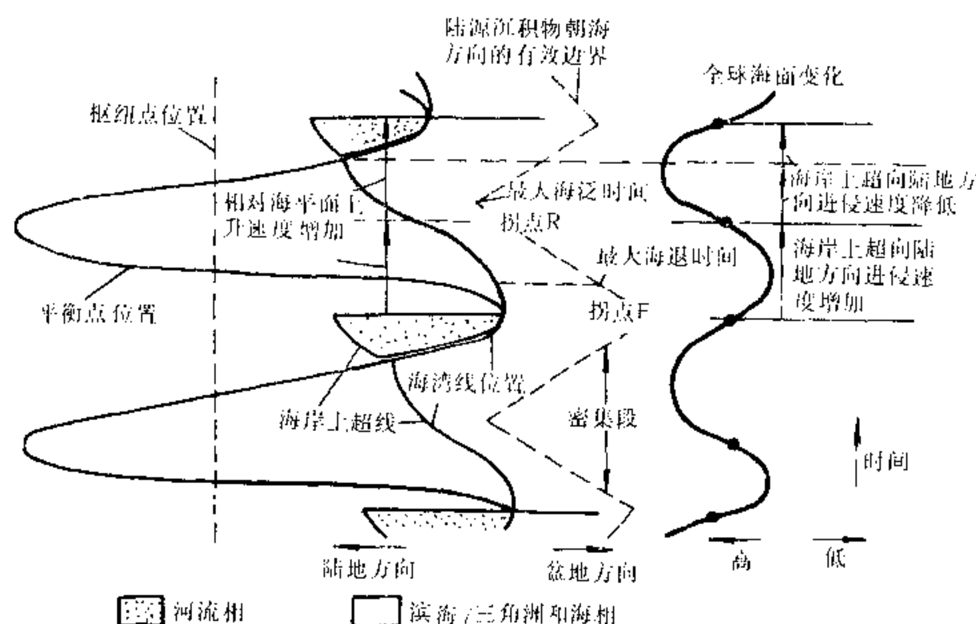


图 7-18　海岸上超曲线的要素

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

伴随的河流沉积作用导致海岸上超连续向陆地方向转移，直至拐点 F时刻为止。随着到达拐点 F，由于响应水流平衡剖面减速地朝盆地方向转移，这个海岸上超朝陆地方向转移的速度逐渐降低。此时，平衡点和海湾线改变迁移方向并再次移向陆地方向，导致广泛河流沉积作用的停止。反过来，这又导致海岸上超背对海湾线明显地突然向盆地方向转移。必须再次指出，这里描述的是 2 型不整合。1 型不整合通常以覆盖不整合面的广泛下切河谷河流相沉积为特征（Posamentier 和 Vail，本书）。

密集段的年代地层分布也示于图 7-18 中。密集段朝陆地方向的最大展布范围用虚线表示，因为不同盆地沉积物供应的变化，陆源沉积作用朝海方向的极限可以有很大变化。这个意义重大的陆源沉积物分布的最大朝海方向的极限发生在拐点 F 处。在这个时刻，新陆架可容纳空间增加的速度最低，然而，随着加入新陆架空间速度的连续增加，当前积作用最终让位给退积作用时，最大海退作用发生的时间，总是稍后于这个时间。这个时间由密集段在朝陆地方向的减少来代表，伴随以拐点 R 稍后某一最大海泛时刻，密集段到达其最大朝陆地方向的位置（见图 7-12）。相当于最大海泛时刻的面叫作下超面（DLS）（Vail 等，1984）或者最大海泛面（MFS）。一般，下超面用在涉及地震资料和斜层的下超趾部可以看到的地方。当仅涉及露头和测井资料时，最大海泛面更常用。

五、与全球性海面上升或下降速度变化相伴生的地层分布模式（准层序级）

本讨论涉及全球性海面升降曲线上的摄动（perturbations）或者"冲击"（bumps），而不是叠置在低频全球性海面变化曲线上的真正高频周期。这种模型预测出：所有全球性海面变化周期（无论其频率如何），都会造成由一系列可以预测的体系域组成的沉积层序。（层序类型，1 型或 2 型将是局部沉降速度的函数）。与叠置在总的全球性海面升降之上的高频全球性海面升降周期伴生的不整合面，可能相当于四级或五级周期（按 Vail 等人 1977 年的定义）。高频全球海平面升降周期可能是与准层序组或准层序伴生（Van Wagoner，1985）。然而，在全球性海面升降趋势不发生变化的地方（亦即从降到升或者反之），全球性海面升降曲线上的简单摄动产生一种不同的地层响应。

当整个全球性海面上升或下降中发生摄动时，产生了附加的拐点。如果继一条全球性海面升降曲线下降翼上一个拐点 F 之后，全球性海面降落速度从降低再次变为增加时，就会产生另一个拐点（图 7-19）。这个点将称作拐点 F′。同样，在一条全球性海面升降曲线的上升翼上，如果在一拐点 R 之后全球性海面上升速度再次从低变到高，会产生另一个拐点。这个点叫作拐点 R′。拐点 R′ 与拐点 F 相似，因为二者都与平衡点的最远朝盆地方向位置的时间相伴生。同样，拐点 F′ 也和平衡点的最远朝陆地方向位置的时间相伴生，因此与拐点 R 相类似（图 7-19）。

全球海面上升的摄动效果可能主要在陆源沉积作用的朝海方向极限处观察到。与海岸上超朝盆地方向转移相伴生的陆上不整合，无论是典型的 1 型或者 2 型不整合，既不会与拐点 R 也不会与拐点 R′ 相伴出现。相反，一个不平整的全球性海面上升是以重复出现的密集段为特征的，拐点 R′ 伴生的相继的最大海泛时间段相对应图 7-19 展示了图中所示每个全球海面总体上升上的两个 R 拐点和两个密集段。当新空间的加入速度最大时，每个密集段与一R 拐点伴生。请注意，每个实例中的第二个密集段向陆地方向延伸的更远，虽然其相

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

对海平面上升速度是一样的（画出此图，从而使每个 R 拐点处的斜率相同）。当全球海面上升时，平衡点保持在构造枢纽点的朝陆地方向侧，但绝不会到达海湾线（图 7-19）。这说明了海湾线位于枢纽点的朝海方向。因此，海湾线在整个这个时期都位于相对海面上升带内并朝陆地方向迁移。在这个时期，不会发生河流加积作用，因此，R′ 拐点的特征是没有陆上不整合或者说以海岸上超向盆地方向转移的特征。更确切点说，这些点了仅仅以陆源沉积作用朝盆地方向逐渐增加的进侵为特征。

海平面降落上的摄动通常产生更熟悉的一系列 1 型（或 2 型）不整合和密集段的模式（图 7-19）。一个不平整或者阶梯式海平面降落，以一系列的拐点 F 和 F′ 为特征。每个 F 拐点都将产生一个 1（或 2）型不整合，先决条件是平衡点必须在河流沉积作用开始前到达海湾线。F′ 拐点类似于 R 拐点，是和密集段伴生的。在这些拐点处，平衡点是处在最大朝陆地方向位置处，产生了一些条件，这些条件与拐点 R 处产生密集段的那些条件相类似。海岸上超的首次向盆地方向转移，发生在第一个 F 拐点处，并将高水位体系域分为早期和晚期两段。

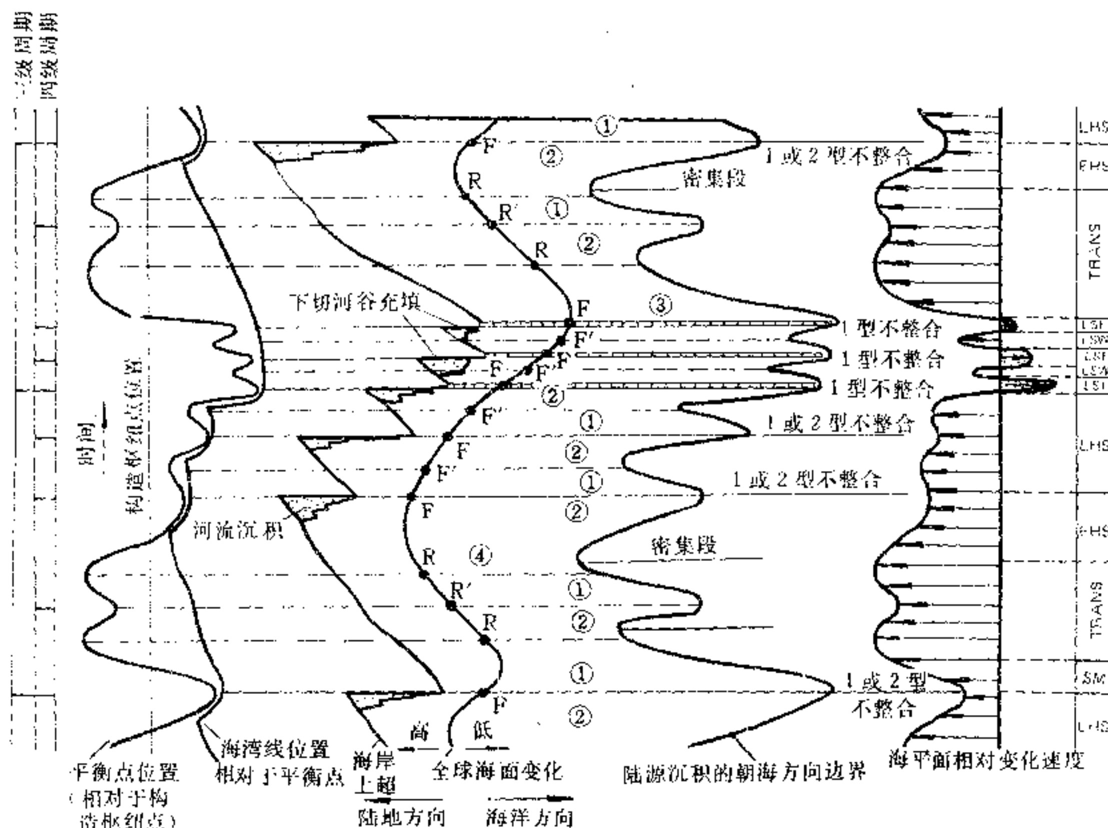


图 7-19　全球海平面升降速度变化的影响

①—顶积层加厚；②—顶积层减薄；③—海底扇；④—滨海沉积；LHS—晚期高水位体系域；EHS—早期高水位体系域；LSW—低水位楔；LSF—低水位扇；TRANS—海进体系域；SM—陆架边缘体系域

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

高水位体系域的早期阶段，以分别对应于拐点 R 及 R′ 的海进与海退相互交替为特点。它盖以与第一个拐点 F 伴生的河流相沉积。高水位体系域晚期阶段的特点是与相继的拐点 F 相对应的陆上暴露表面相伴生的海岸上超重复性朝盆地方向转移（见图 7-1）。因为在整个高水位体系域中，新空间增加的速度一般是降低的，所以这个体系域的早期阶段，通常以较多的加积而非前积为特点；而相反的情况多作用于这个体系域的晚期阶段。海岸上超朝陆地的最远位置随着每个相继的 F 拐点递次移向盆地方向。每个 F′ 拐点造成一个密集段。密集段的最远朝陆地方向进侵，也随着每个相继的拐点 F′ 递次朝盆地方向转移。整个全球性海面降落期间，起支配作用的拐点 F 通常以最明显的不整合为特点。

六、结　　论

在变化繁多的沉积盆地中，在相同的时间处看到相似的地层分布模式，暗示了一种全球性的有效控制因素，诸如全球性海面变化。全球性海面变化与局部大地构造及沉积物供应的相互作用，决定局部的沉积地层分布模式。这里和 Jervey 的文章（本书）讨论的这些概念，构成 Posamentier 和 Vail 的文章（本书）中讨论层序和体系域沉积模型所依赖的基础或框架。为了简单明确地提出这个模型，文中作了某些简化的假定，但是必须强调，在这些模型可以应用之前，为适应具体盆地看到的条件，这些假设还可以而且必须加以修改。

（徐怀大译）

参 考 文 献

Brown, L. F., Jr., and Fisher, W. L., 1977. Seismic stratigraphic interpretation of depositional systems: Examples from Brazilian rift and pull apart basins, *in* Clayton, C. E., ed., Seismic Stratigraphy-Applications to Hydrocarbon Exploration: American Association of Petroleum Geologists Memoir 26, p. 213–248.

Gary, M., McAfee, R., Jr., and Wolf, C. L., 1974, Glossary of Geology: American Geological Institute, Washington, D.C., 805 p.

Vail, P. R., Hardenbol, J., and Todd, R. G., 1984, Jurassic unconformities, chronostratigraphy and sea-level changes from seismic stratigraphy and biostratigraphy: American Association of Petroleum Geologists Memoir 36, p. 129–144.

Vail, P. R., Mitchum, R. M., Jr., Todd, R. G., Widmier, J. M., Thompson, S., III, Sangree, J. B., Bubb, J. N., and Hatelid, W. G., 1977, Seismic stratigraphy and global changes of sea level, *in* Clayton, C. E., ed., Seismic Stratigraphy-Applications to Hydrocarbon Exploration: American Association of Petroleum Geologists Memoir 26, p. 49–212.

Vail, P. R., and Todd, R. G., 1981, North Sea Jurassic unconformities, chronostratigraphy and sea-level changes from seismic stratigraphy: Petroleum Geology of the Continental Shelf of Northwest Europe, Proceedings, p. 216–235.

Van Wagoner, J. C., 1985, Reservoir facies distribution as controlled by sea-level change: Abstracts with Programs, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Midyear Meeting, Golden, Colorado, p. 91–92.

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

第八篇　全球性海面升降对碎屑沉积作用的控制Ⅱ—层序和体系域模型

H. W. Posamentier，P. R. Vail

摘要　沉积层序是由以不整合或者与之可以对比的整合为界的成因上有联系的沉积物组成的，并且和全球性海面变化的周期有联系。推断边界不整合与全球性海面降落拐点有关。它们可以是1型或者是2型不整合，这取决于海面降落是快（亦即全球性海面降落速度超过沉积滨线坡折线处的沉降速度）或是慢（亦即全球性海面降落速度小于沉积滨线坡折线处的沉降速度）。每个层序都是由一系列体系域组成的。每个体系域是由一连串同时期的沉积体系组成的。识别出四个体系域：低水位、海进、高水位和陆架边缘体系域。低水位体系域分为两部分：低水位扇，继之以低水位楔（当那里的陆架边缘以一不连续的地文陆架边沿为特点时），或者是下部楔继之以上部楔（当哪里的盆地边缘以一斜坡地文为特征时）。识别出两种层序类型：一种由低水位、海进和高水位体系域组成的1型层序和一种由陆架边缘、海进和高水位体系域组成的2型层序。

1型和2型不整合每个都以海岸上超朝盆地方向转移伴随以河流沉积作用停止为特征。标志每种不整合特征的陆上侵蚀样式是不同的。1型不整合以河流回春作用和下切为特征，而2型不整合典型的是以广泛的侵蚀作用伴随有地貌景观的逐渐剥露和切蚀为特征。水流的回春作用和下切是不与这类不整合伴生的。在陆坡上和盆地内，1型不整合典型地盖以低水位扇或低水位楔沉积，而2型不整合盖以陆架边缘体系域。在陆架上的下切河谷内，1型不整合盖以河流（低水位楔）或者河口湾（海进）沉积。2型不整合典型的以在准层序叠置模式上从前积型向加积型变化为特征。

河流沉积作用的延续时间，也是全球性海面变化的一个函数，只要全球海平面是最终的沉积基准面，河流就将针对它进行调整。水流平衡剖面的高程受全球海面变化的影响，在假定沉积物供应速度恒定条件下，水流将响应全球海面变化所诱发的（海岸线）在这些剖面中的转移而加积或夷蚀。河流沉积作用发生在1型和2型层序中的不同时期，并且以在每个类型层序中的不同几何形态为特征。在1型层序中，河流沉积在低水位楔和海进沉积时期，以线性下切河谷充填方式产出。河流沉积也可以发生在高水位沉积时期，以更广泛的泛滥平原沉积方式产于晚高水位体系域内。在2型层序中的河流沉积，通常限于产在晚高水位体系域内的广泛的泛滥平原沉积。

一、简　　介

下列层序和体系域模式的讨论，是根据Posamentier等（本书）和Jervey（本书）的文章中提出的概念框架作出的。这里提出的模式一般是可用的；在应用此模式于具体盆地之前，这些模式必须考虑局部因素如沉积物供应、构造和气候的变化予以修改和调整。文中证实并描述了四种体系域（图1—图6）：高水位、低水位、陆架边缘和海进体系域。每个体系域都与全球海面变化曲线的一个段相伴生，**尽管在任一给定盆地中任一给定体系域的精确延续时间取决于局部的沉降和沉积物供应。**

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

二、层序和层序边界

层序定义为一套相对整一的成因上有联系的地层，其顶和底以不整合和与之可以对比的整合为界（Vail 等，1977）。它是由一套体系域组成的，并且解释为是全球性海面下降拐点之间沉积的。经识别有两种层序：1 型层序和 2 型层序。1 型层序的底以 1 型不整合为界，其顶以 1 型或 2 型不整合为界（见 Vail 和 Todd 文中不整合类型的讨论，1981）。这种层序由低水位、海进和高水位体系域组成。2 型层序其底以 2 型不整合为界，其顶以 1 型或 2 型不整合为界。这种层序由陆架边缘、海进和高水位体系域组成。

1 型不整合以水流回春作用和河流下切、陆架上沉积物的过路冲蚀（Sedimentary by-pass）以及岩相和海岸上超的突然朝盆地方向转移为特征。2 型不整合比较隐蔽，并且不以水流回春作用为特征。这种不整合以海岸上超的朝盆地方向转移和伴随着地貌景观的逐渐剥露和切蚀的缓慢的、广泛的陆上侵蚀作用为特征。在与之可以对比的整合处，2 型不整合以一种特定的准层序叠置方式为特征：在下伏的高水位体系域内为逐渐增加的前积作用，在上覆的陆架边缘体系域内为逐渐降低的前积作用和随后的加积作用，在随后的海进体系域中变为退积作用（见 Posamentier 等的文章中图 4–11，本书）。

1 型或 2 型不整合的产出，取决于沉积滨线坡折带❶（depositional shoreline break）处的全球性海面降落速度是超过还是小于沉降速度。因此，在盆地边缘以低速沉降为特点的地方，全球性海面下降会导致 1 型不整合，而在盆地边缘特征为高速沉降的地区，会导致 2 型不整合。这就强调了在应用层序地层模式之前综合考虑全球性海面升降和局部沉降的重要性。

三、高水位体系域

高水位体系域（图 8–1，图 8–5）以逐渐增加的前积准层序叠置方式为特征，并被解释为全球性高水位时期沉积的，这个时期一般定义为始自 R 拐点之后某一时刻和终于 F 拐点时或者之前某一时刻的时间段。由于拐点 R 之后相对海平面上升逐渐变慢（图 8–7），滨线海进最终让位于海退，导致这个体系域的开始。这个事件的时间是随着沉积供应的变化而变化的，然而，在典型情况下，它出现在拐点 R 之后但又是到达全球性海面最高峰之前的某个时期。这个体系域的底与下超面或者密集段伴生（Loutit 等，本书）。这个体系域的顶与全球性海面高峰到达后某个时刻开始的广泛的❷河流沉积作用相伴生。

高水位体系域的上界以 1 型或 2 型不整合为特征。在 1 型情况下，海平面降到沉积滨线坡折带以下，引起陆架露出水面和河流下切。在 2 型情况下，海平面不会降到沉积滨线坡折带以下，所以陆架出露水面是有限的，并且没有发生河流下切。2 型不整合的基本表现是位于沉积滨线坡折带，朝陆地方向的海岸上超，由于河流沉积作用的停止突然向盆地方向转

❶这里用的沉积滨线坡折带一词定义为同时发生的自然地理（地文）坡折带，在它的朝陆地方向的海底，位于或接近沉积基准面，它的朝海方向的海底，低于沉积基准面。这个坡折带可以产于滨线处或者它的朝海方向。因此，与大陆架边沿上先前存在或者残留的地文坡折带相反，它是一个活的沉积地文坡折带。

❷在本项研究中，河流沉积作用被描述为"广泛的"或"下切河谷充填"。这里采用的区别是前一种类型不与河流回春作用伴生，并且在侧向上不受回春的河谷壁的限制，而与后一种类型相反。然而，在某种情况下，如果河流回春作用与广泛的侧向侵蚀作用伴生，下切河谷充填沉积物也可以是十分广泛分布的。

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

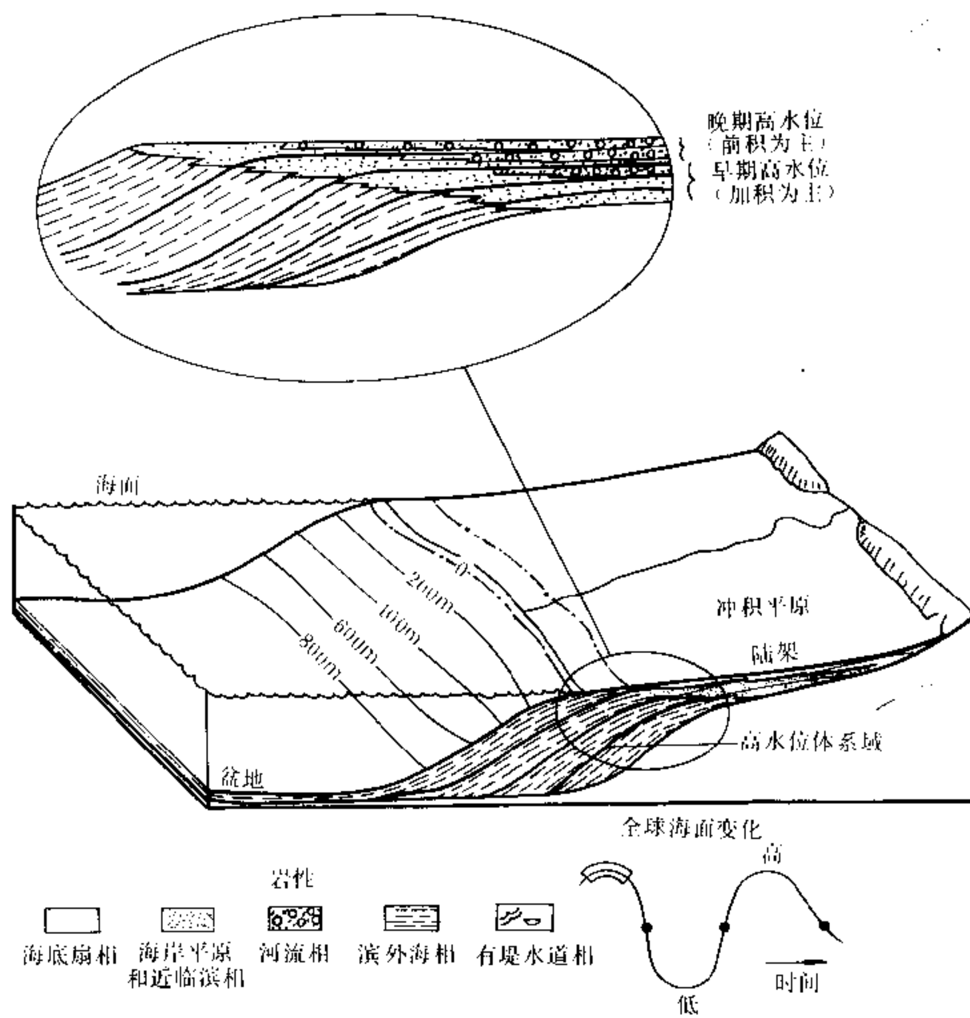


图 8-1　高水位体系域 I

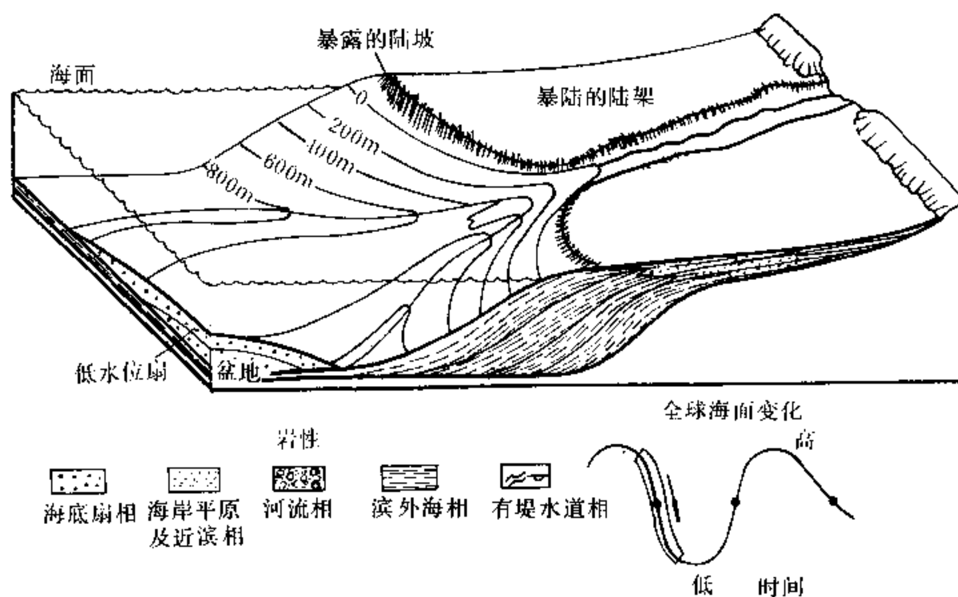


图 8-2　低水位体系域—低水位扇（盆底扇）

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

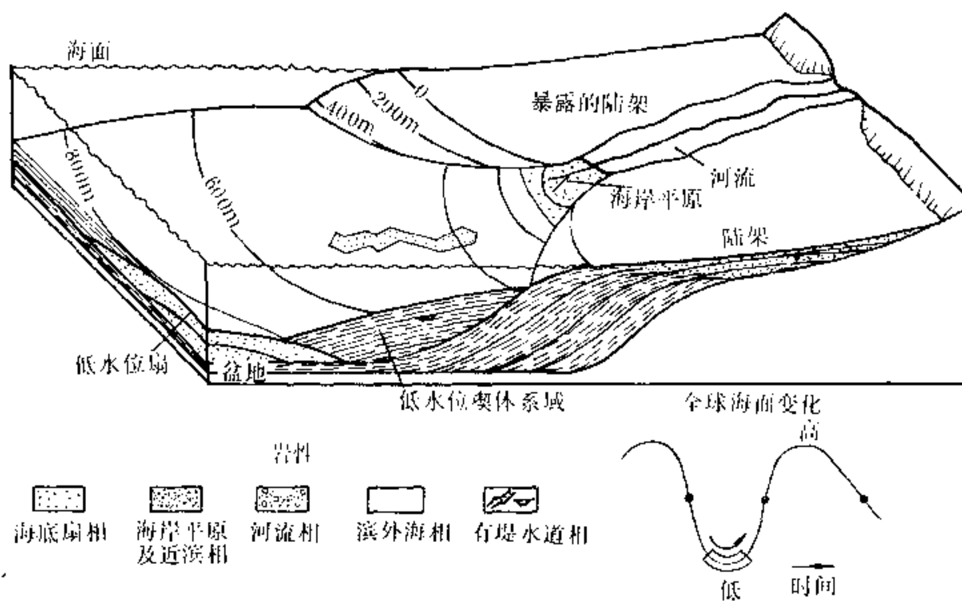


图 8-3 低水位体系域—低水位楔

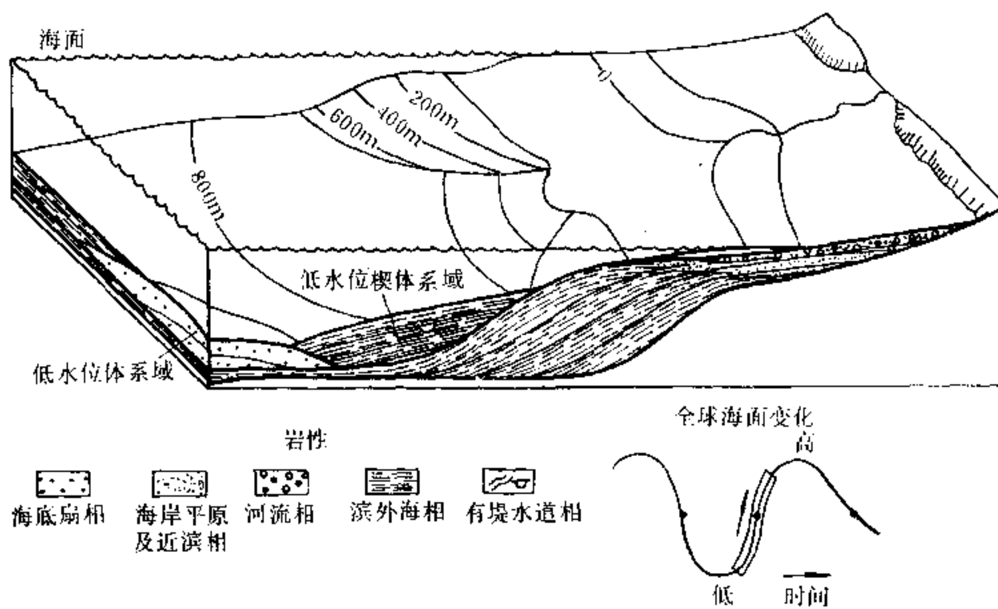


图 8-4 海进体系域

移。2 型不整合也是以准层序叠置方式上的变化为特征，即从高度前积变为前积或加积。

这个概念模式提出了标志 1 型和 2 型不整合特征的陆上侵蚀作用的不同样式。与 1 型不整合伴生的侵蚀面，以作为水流平衡剖面下降功能的河流回春和随后的河流下切为特征。在随后的低水位期，给以足够的时间，整个地貌景观都可以降低到这个新的平衡条件，虽然看来不是这样。

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

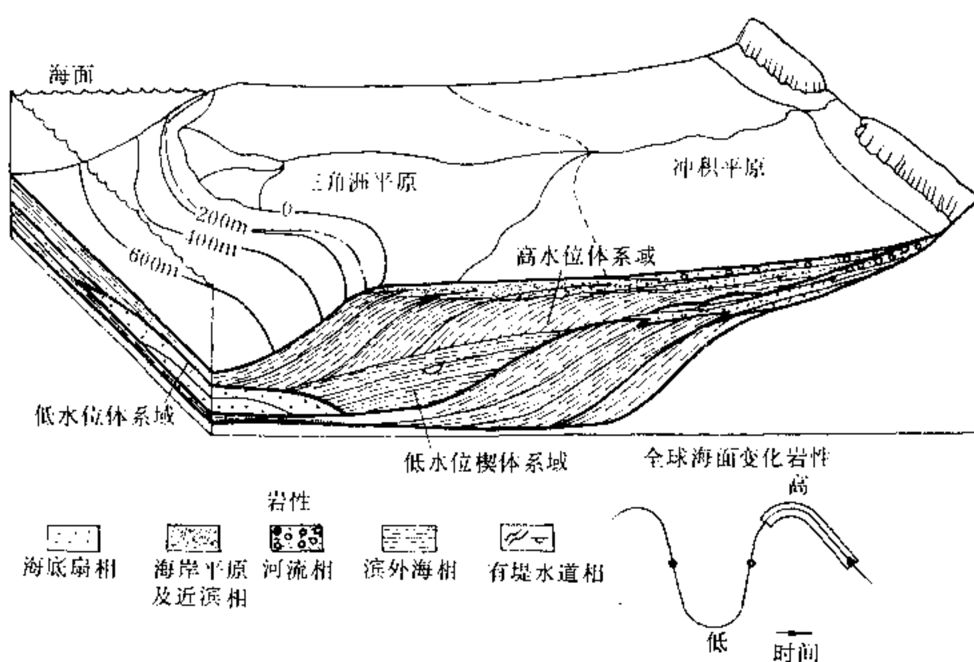


图 8–5　高水位体系域 II

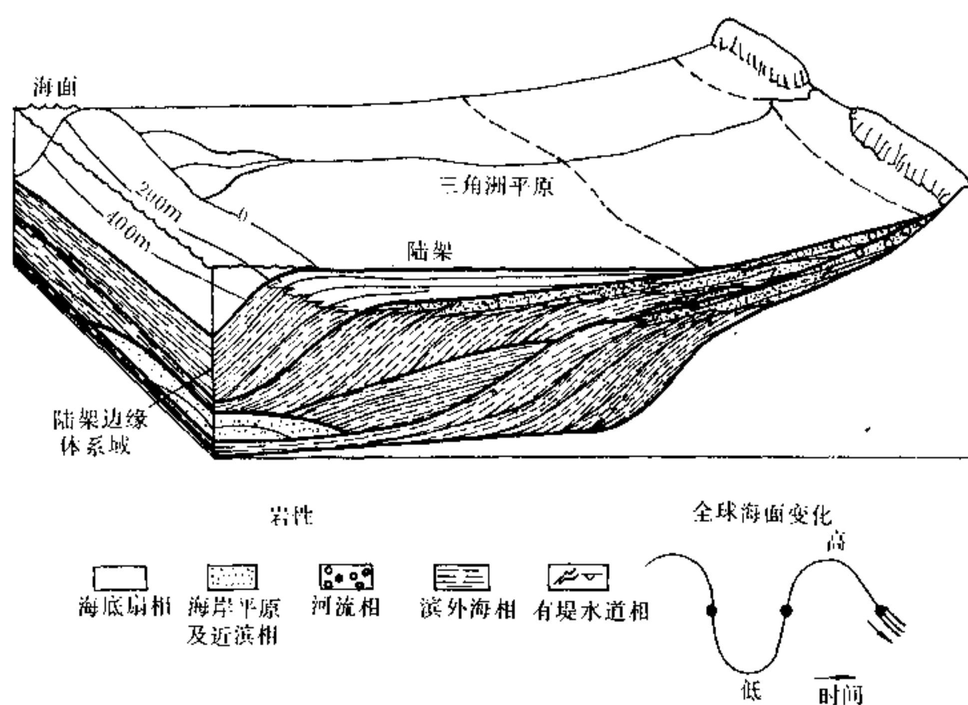


图 8–6　陆架边缘体系域

与 2 型不整合伴生的侵蚀面以地貌景观的普遍夷平为特征，没有明显的河流下切。这些不整合与河流沉积作用的停止相伴生，没有伴生的河流回春作用。相反，水流侵蚀作用更为

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

和缓，并与地貌景观的普遍剥落相伴生。这种情况的发生是由于随着地貌景观的成熟，沉积负载粒度的降低，水流平衡剖面梯度逐渐降低的结果。因此，与标志1型不整合特征的比较局限的河流下切相反，缓慢的广泛的夷平作用表现了2型不整合的特征。

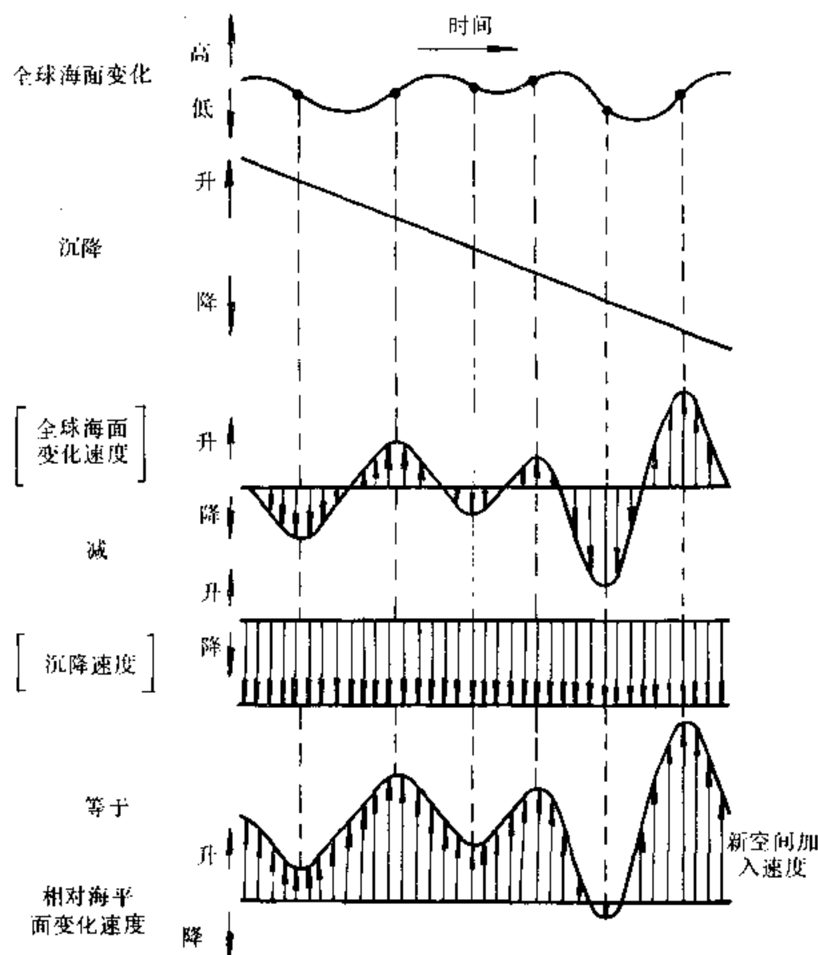


图 8–7　作为全球海面变化和沉降作用函数的海平面相对变化

1.河流沉积体系与现代的类比物

人们提出，海岸上超的朝盆地方向转移和与它伴生的陆上不整合，产生于全球性海面下降拐点处，并且是那个时候河流沉积作用停止的结果。图 8–8 说明，这种转移发生在 T6 和 T7 之间。解释这种海岸上超转移原因的关键，在于了解全球海面变化与河流沉积作用的关系。

在它的发展自然过程中，水流将力图达到一个最大效率的斜坡，在那里“斜坡将通过现有的排量和主要的河床特征作精细的调整，以提供搬运从上方供应的全部负载所恰恰需要的速度”（Mackin，1948，471 页）。这样一个水流被描述为均衡递降（graded）或者处于动平衡状态的水流，亦即有一个恒定的但是平衡的物质流入和流出这个体系，导致不发生侵蚀作用或者沉积作用。

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

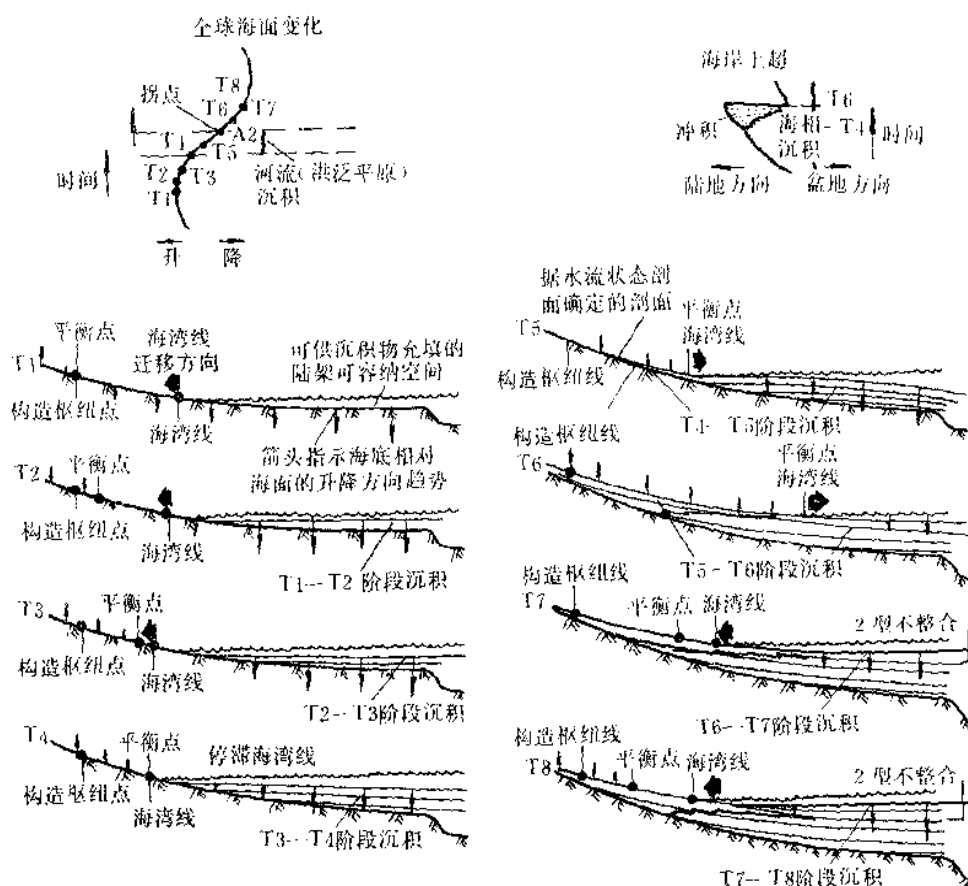
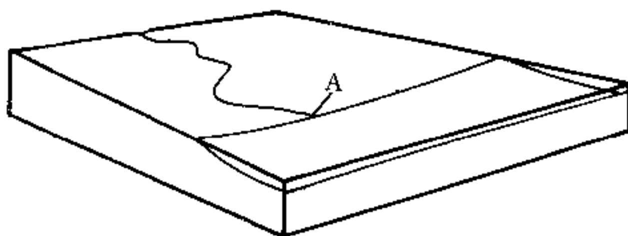


图 8-8 沉积作用对一段全球性海面缓慢降落的反应

均衡水流的实际坡度是水的排量或体积以及沉积物负载的体积和结构的函数（Rubby，1952）。一般，这个坡度反比于排量和正比于粒度。因此，随着排量的增加和粒度的降低，下游方向的坡度逐渐降低。这种坡度的降低曾被描述为指数型的（Shulits，1941；Strahler，1952）。一般，均衡河流有一个平滑曲线形纵向剖面（今后称作平衡剖面），此剖面随着它的老化，看来是相当稳定的。

平衡剖面每个点的高程，决定于剖面下游端的沉积基准面的位置（Mackin，1948；Rubey，1952；图 8-9 及图 8-10），然而，剖面的坡度和实际形态，则受上游提供的因素的控制。如果平衡剖面被均衡的点（亦即水流到达海洋的点）在横向和纵向空间上保持固定，那么，随着粒度的逐渐降低，沿这个剖面的坡度就会有一极缓慢的降低。在现实世界中，平衡剖面是被均衡到最终沉积基准面（即海平面）的。因此，全球海面浮动对河流机制有明显影响。它们引起了沉积基准面的变化，因而也引起了平衡剖面在该处达到均衡的点的转移。如果这个点在水平方向上朝盆地方向转移，平衡剖面也将沿此方向转移，造成洪泛平原加积（图 11（a））。如果这个点在垂向上转移，那么平衡剖面也将在垂向上转移（图 8-11（b））。图 8-11（a）为 Lane（1955）所举的一个实例，描述在图 8-12 中。

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn



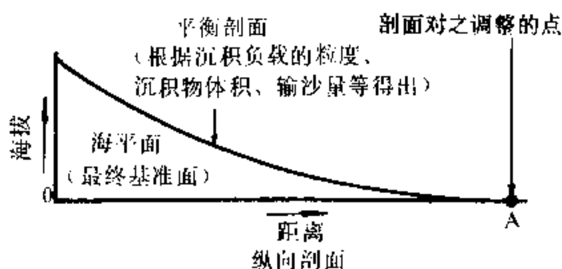


图 8-9　沉积基准面和水流平衡剖面的关系

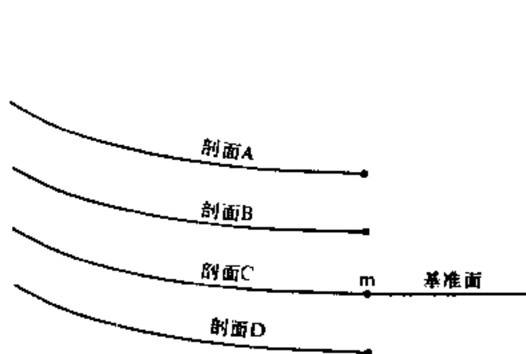


图 8-10　平衡剖面与沉积基准面的空间依存关系

一组可能的剖面，其中所有剖面都满足均衡条件，但只有一个剖面 c 在点 m 处遇到实际的基准面

(据 Rubey，1952)

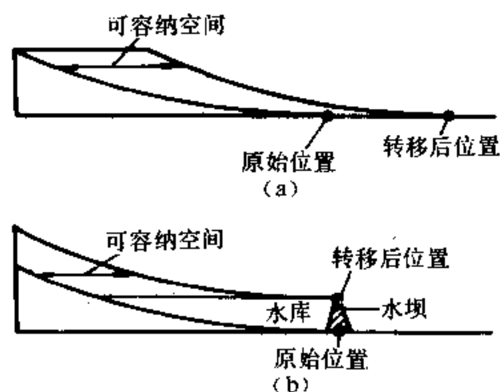


图 8-11　作为水流平衡剖面转移结果的陆上可容纳空间

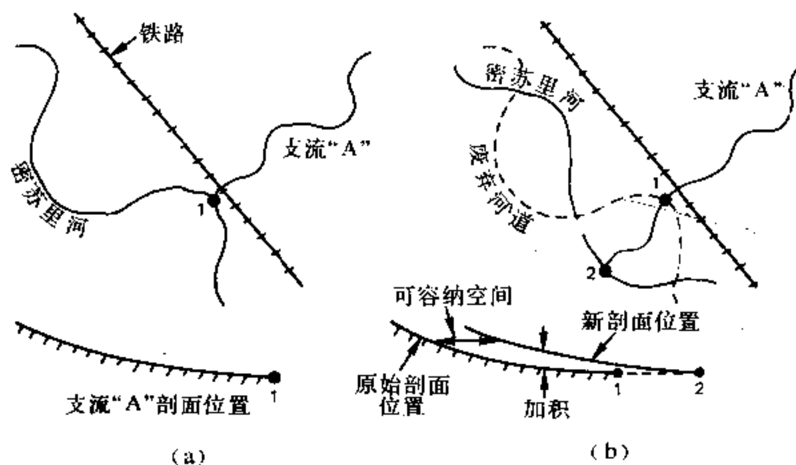


图 8-12　水流平衡剖面转移对河流加积作用的影响

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

一条铁路跑上了美国境内的密苏里河谷，这条河的小支流从铁路下面的涵洞中流过。当铁路建在这些小支流之一进入这条河的地点时，河流沿着靠近铁路的河谷一侧流过，建此涵洞以适应这种条件下形成的坡度。密苏里河转移到河谷的另一侧，涵洞到河流中的沉积基准面的距离增加了。这就引起了支流坡度的提高，以致于必须提高跨过支流处铁路的坡度。

这个例子和由于海湾线❶朝海方向转移引起河口朝盆地方向转移类似。

海湾线处全球海面迅速上升和随后的相对海平面停滞，可以和大坝后面人工水库的充灌相比较。随着水库被水充填，新空间的加入速度超过了沉积物供应速度，于是发生了“海进”（图 8-13（a））。实际上，水流剖面的下游是接受洪泛的。假定河流在筑坝前处在均衡条件下，由于海湾线朝陆地方向转移，剖面上处于均衡的地点顺剖面从点 1 向上游转移到点 5。在这个阶段，平衡剖面保持在原地，并且没有发生广泛的河流沉积。在 T5 时，水库已被水充满，从 T5 至 Tn，水库保持在一恒定水面上。这和一个盆地边缘的情况相类似，那里的全球性海面下降等于海湾线处的沉降，因此在海湾线处的相对海平面上升是零（亦即当平衡点到达海湾线时）。这个阶段，剖面被均衡的点从点 5 的位置转移到点 12，导致相伴生的平衡剖面朝盆地方向转移。这种转移产生了供河流相沉积充填的**陆上可容纳空间**，此空间至少上溯到第一个裂点（Knickpoint）。

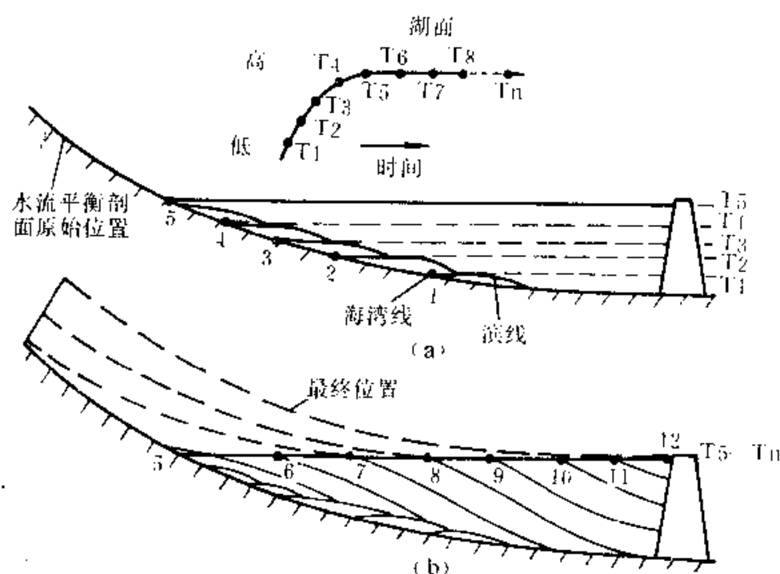


图 8-13　水库沉积作用对河流加积作用的影响

大量证据表明，存在着由于平衡剖面朝盆地方向转移发生的广泛冲积作用（Gilbert，1917；Eakin 和 Brown，1939；Lane，1955；Chitchob 和 Cowley，1973；Simons 和 Senturk，1977；Leopold 和 Bull，1979）。这种平衡剖面的转移是通过沉积波的逆流传播达到的（Kuiper，1965；Mackin，1948）。最后，这个重新调整过的剖面将大致平行于原始河床。受这些变化影响的这部分水流是这个剖面的下部，它们原来是处于均衡或者平衡状态下。如图 14 所示，加积作用显然发生在内布拉斯加州 Middle Loup 河上 Milburn Diversion

❶海湾线定义为河流与滨海或三角洲平原环境之间的分界线。见Posamentier等人文章（本书）中的讨论。

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

大坝的上游（据 Simons 和 Senturk，1977）。某些最新研究表明，作调整的水流剖面上的点朝盆地方向转移对上游的影响，限制在回水曲线（backwater curve）的上游端（Leopold 等，1964）。然而，Leopold 等人（1964）指出，现代河流可能缺少足够的时间去重新建立平衡和达到"最终的"变化。如果河流真的是通过拉直和加深这些河道来调整这些沉积基准面的变化，那么在前积着的滨线后面发育的海岸平原，就必然会以相对直的、深的河道为特征。然而，一般看来不是这种情况，因此导致支持这里提出的论据。

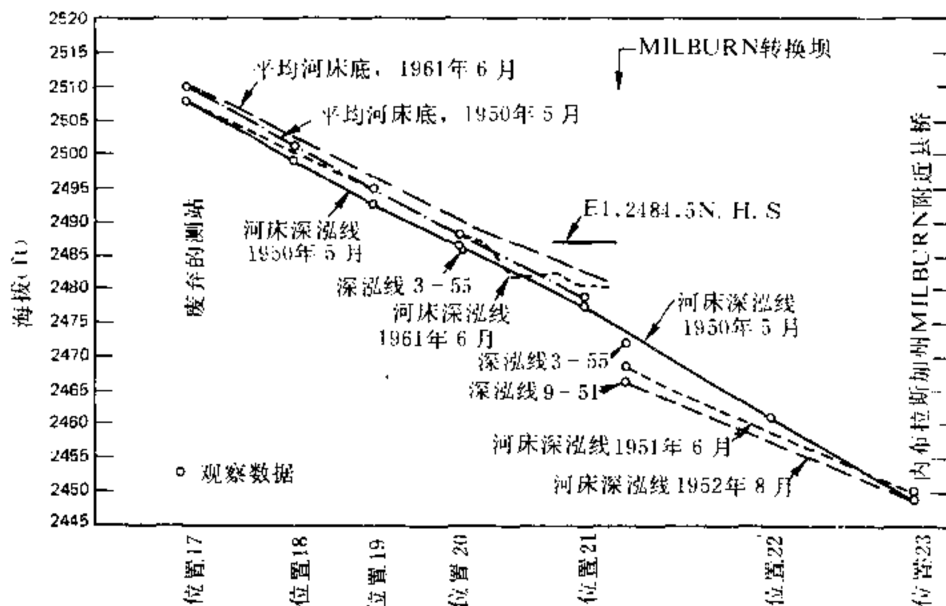


图 8-14　内布拉斯加州 Milburn 大坝处的加积作用和均夷作用（据 Simons 和 Senturk，1977）

图 8-15 说明陆上可容纳空间可能是如何被充填的。假定沉积物供应速度恒定，这标志着一个新的、高一些的业已建立的平衡剖面，从这个剖面的下游端向上游传送上去。因此，一个沉积作用波逐渐地在这个方向上传播。最初，因为新空间加入速度高，沉积速度是相对高的。由于水流力图重新建立平衡，复活的（renewed）沉积作用建立起这个剖面。由于这种可容纳空间迅速增加，必然发生迅速的加积作用，并且必然以垂直叠置方式的侧向连续性相对较低的河流沉积为特征。随着接近最终平衡剖面位置，新空间加入速度降低并趋近于零。垂直叠置递变为侧向迁移，导致此时具有侧向连续性相对较高的席状层理几何形态的发育。因此，随着可供利用的可容纳空间最终被填满，这后一种几何形态以一种低速加积作用为特征。结果是，由于这种叠置几何形态，这个模型说明，**由于它们的较大侧向连续性，最晚期高水位河流沉积的对比可能是没有问题的。**

河流沉积体系内的粒度分布和沉积模式（例如辫状河道、曲流河道等）是许多因素诸如沉积物源、气候、植被、构造活动以及可容纳空间的一个复杂函数。局部条件下，这些因素的任一个或者一种组合都可能是主要控制因素。这里仅考虑陆上可容纳空间的影响。**作为海平面变化的函数的可容纳空间的变化，将是任一给定时刻所有陆上背景所共有的唯一因素。**

所有其它因素恒定，在高水位晚期水流平衡剖面的逐步转移，必然以一种可以预测的样

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

式影响着粒度分布。位于中间的水流剖面的坡角以低于最终或“最后”平衡剖面的坡角为典型特点（图 8-15）。由于较低的斜坡坡角，水流速度将降低，导致低的水流输沙能力和水流强度。较粗的沉积物将优先在那个时候沉积下来。随着接近最后平衡剖面位置加入新空间速度的降低，随着斜坡角逐渐增加，沉积速度的降低，水流再次获得携带上游供应物质的能力。因此，必然看到整体向上变细的趋势。然而，重要的是要再次强调，局部地区的其它因素，如构造，也可以对粒度分布和河流沉积模式起重要（如果不是支配）控制作用。

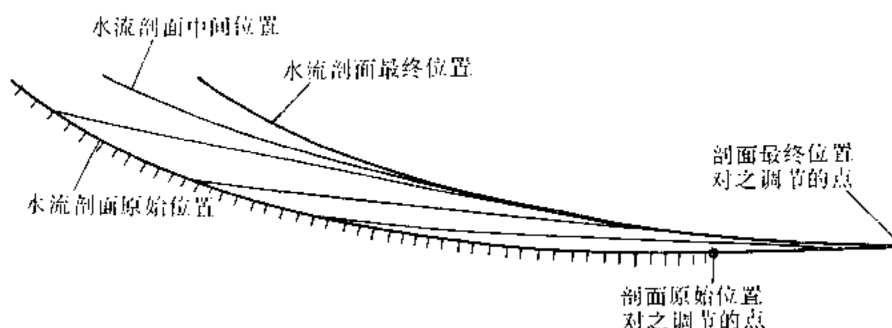


图 8-15　由水流平衡剖面迁移引起的河流加积作用

2.平衡剖面和全球性海面变化

支配河流环境中沉积作用（假设沉积物供应恒定）的基本原理是，如果平衡剖面向盆地方向或向上转移，水流将加积；如果它的平衡剖面向下转移，水流将下切。依同样道理，相对海平面上升会产生海中可容纳空间，水流平衡剖面向盆地方向转移会产生陆上可容纳空间。水流平衡剖面的空间位置决定于水流达到均衡点的位置。由全球性海面变化引起的这些点的移动方式，提供了理解陆上环境中沉积作用和侵蚀作用的钥匙。

图 8-9 所示，平衡剖面对之进行调整的点，处于或者靠近区域性海湾线处（除了河口湾或者港湾情况之外）。图 8-16 说明了一个正在经历海滩前积作用的陆架边缘。在 T1 处（图 8-16（a）），缓慢的全球性海面上升，配合以沉降作用，导致海湾线的朝陆地方向迁移。此时，平衡点处在枢纽线的朝陆地方向的某个地方。在这个例子中，沿岸流带来了充足的沉积物供应，使滨线得以前积。（沉积物源示于图 8-16（a）中，但未示于图 8-16（b）、（c）和（d）中）。泻湖沉积同时充填了海湾线和滨线之间正在加入的新空间。随着海湾线朝陆地方向迁移，水流对之均衡的点沿水流平衡剖面逐渐向陆地方向迁移。因此，在这个时期，平衡剖面不转移。此时，水流处于均衡状态下，没有明显的河流沉积作用发生。

全球性高水位发生在 T2 处（图 8-16（b）），并以海湾线的连续朝陆地方向转移和滨线的退出为特征。如图 8-13（a）所示，水流对之均衡的点继续朝陆地方向转移，平衡剖面向上移动。平衡剖面再次没有转移，也没有广泛的河流沉积作用。

T3（图 8-16（c））以缓慢的全球性海面下降为特征，导致平衡点移向枢纽线的朝盆地方向的一个位置上，但仍然在海湾线的朝陆地方向。所以，此时的海湾线依旧向陆地方向转移，而水流平衡剖面和以前一样，保持原地不动。

在海湾线与滨线之间正在加入的新空间内，泻湖沉积的加积继续着。随着新空间加入的变慢，海滩趋于更快地前推。此时，发生在海湾线处的海岸上超，继续向陆地方向逐渐转移。

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

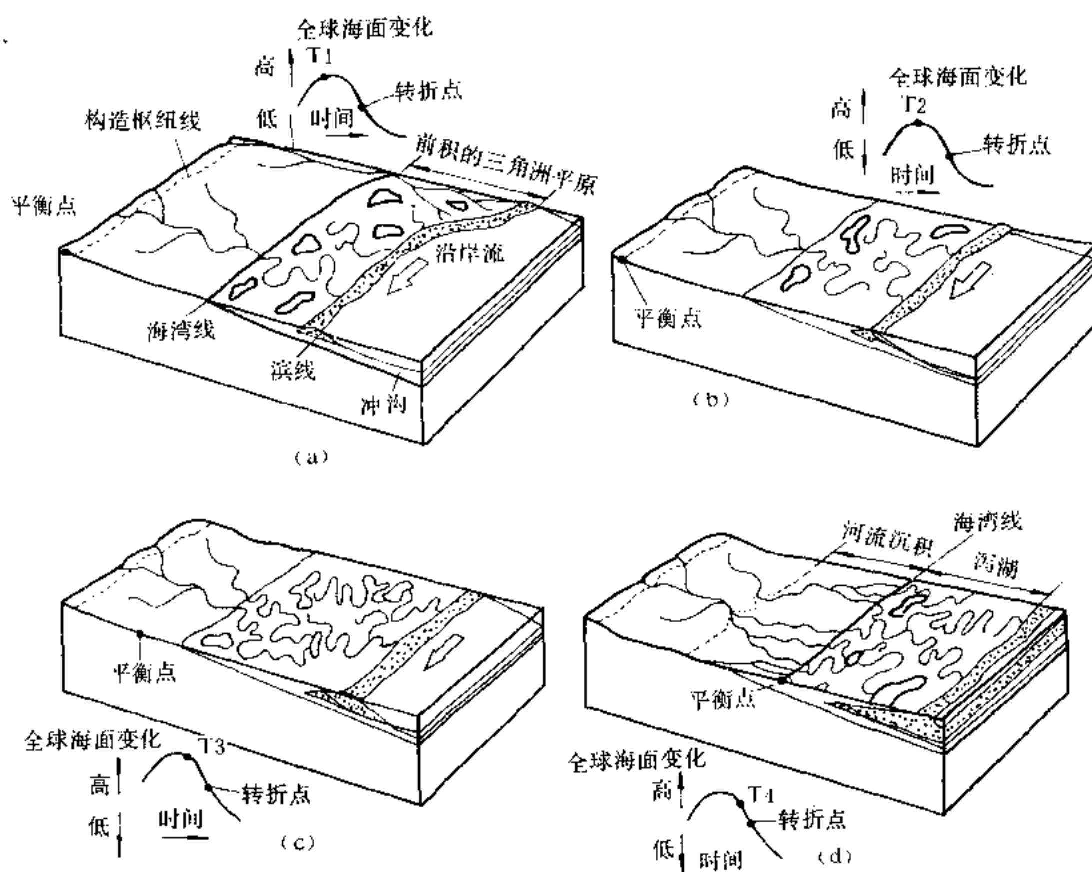


图 8-16 在前积海滩环境中平衡点迁移对河流沉积的影响

最后，在 T4 时（图 8-16（d)），因为全球海面降落速度的增加，平衡点到达了海湾线，并移向它的朝盆地方向。由于调节水流剖面使之处于均衡的点朝海方向转移，广泛的冲积作用现在开始了。海岸上超继续向陆地方向转移，然而，随着河流成分的加入，现在发生了河流而不是滨海沉积的上超。

在三角洲背景下，全球性海面变化对河流沉积作用的影响可以按两个极端元来考虑：(1) 建筑在区域性海湾线以外进入开阔海水中的三角洲，并且在侧向上不受限制（例如密西西比河）；(2) 进入港湾、河口湾、或者构造成因的洪泛谷地建立的三角洲，它们的侧向生长受到谷壁的约束（例如 Tigris—Euphrates 河）。总的来说，这个模型说明了，与不受约束的三角洲伴生的河流沉积，趋向于发生在平衡点到达区域性海湾线之后，而与受约束的三角洲伴生的河流沉积，可以在这个时间之前产出得很好。这后一种情况一般描绘了前面讨论过的水库的类似情况。此外，低水位体系域的近端低水位楔的沉积背景也是个类似的情况。

图 8-17 说明了一个进入开阔水体建筑着的三角洲。当一水流进入一停滞水体且流速突然降低时，产生三角洲沉积。河口逐渐向盆地方向推进，河道被沉积物堵塞，水流转移了，导致形成独特的沉积朵叶体。在沉降（主要是由于压实）作用超过全球海面下降的地方，废弃的朵叶体逐渐沉没了。当水流再次转移到此地时，这些朵叶体成了后来沉积的地方。此时，此地可能形成面积延伸有限的煤。在任一给定时间，河口都处在或靠近三角洲前缘处，

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

并且是在水流剖面将对之进行调整的地点上。然而，因为朵叶体反复地废弃，这个点的位置变化相当大，缓慢地向盆地方向移动，之后，随着朵叶体废弃，又发生突然的向陆地方向转移。由于水流寻找更短的入海通道引起这种反复废弃朵叶体的结果是，水流剖面对之调整的点的净位置（net position）趋向于靠近三角洲的头，而不是分流河道口所处的三角洲前缘。

从 T1 到 T2（图 8-17（a），（b）），以朵叶Ⅱ为特征的分流河道体系由于支援朵叶Ⅲ而废弃。平衡点向盆地方向转移但没有到达海湾线。因此，海湾线继续向陆地方向转移。Twidale（1976）观察到一种类似的情况，他注意到，尽管三角洲前积，但是密西西比河流体系的陆地边缘（海湾线）并没有整体前进。水流剖面对之调整的点，处在或者靠近三角洲头附近的位置 1 上。这个点向陆地方向转移，但是是以一个逐渐降低的速度进行。一般，此时的河流沉积不会发生在这个点的朝陆地方向，而海岸上超基本上局限于三角洲或滨海沉积。

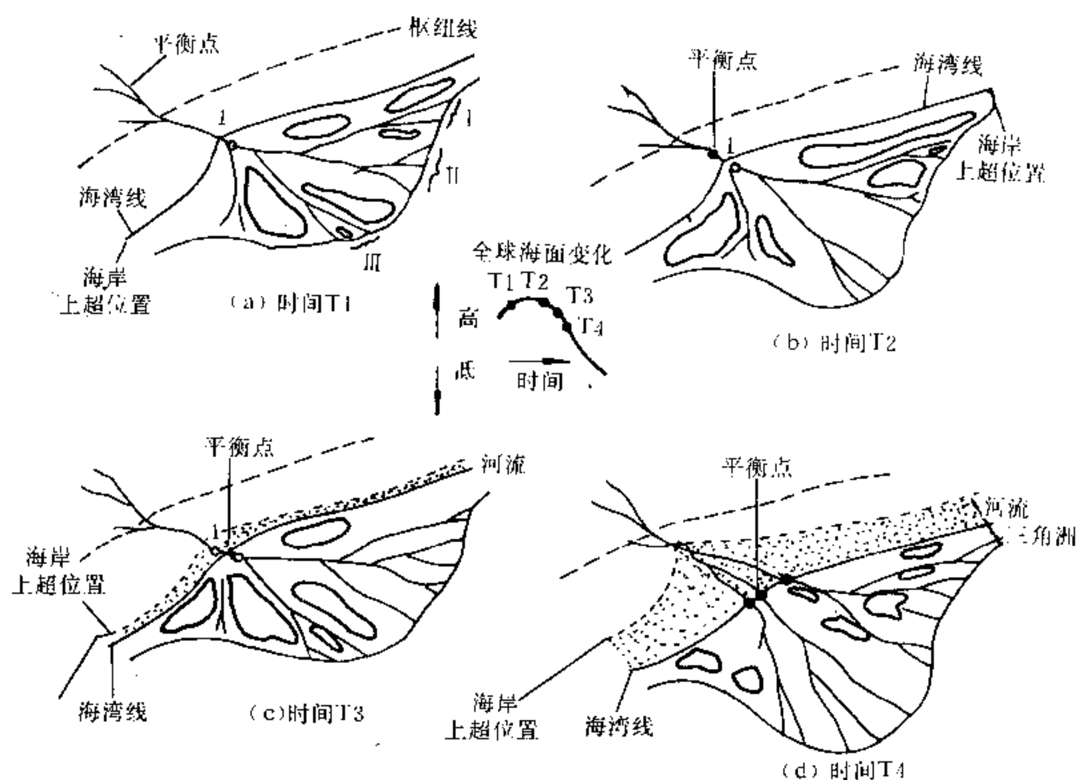


图 8-17　在前积三角洲环境中平衡点迁移对河流沉积的影响

在 T2 和 T3 之间的某个时候（图 8-17（b）、（c）），平衡点到达海湾线，而位置 1 继续朝盆地方向迁移。虽然朵叶的废弃作用继续着，但是水流剖面对之调整的点已经从位置 1 朝盆地方向移动到位置 2。其结果导致平衡剖面朝盆地方向转移，并开始从这点朝陆地方向的河流沉积作用。上超处的地层不再只是三角洲沉积，而现在主要是河流沉积。现在海岸上超点移到海湾线的朝陆地方向。这种状态持续到 T4（图 8-17（d））。整个阶段（从 T2 到 T4），河流相海岸上超向陆地方向转移，而海湾线及临滨线移向盆地方向。示于本图中的河流沉积带，由于显示上的约束，限制在一个窄带上。实际上由于构造枢纽线通常在它的朝陆地方向上，远离这里所示的位置，在水深限制范围内，在此阶段，三角洲前积速度随新陆架

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

加入速度的降低而逐渐增加。

全球海面降落拐点之后，平衡点以及随之而来的海湾线，掉转其迁移方向，朝陆地方向转移。水流剖面对之调整的点，也停止向盆地方向转移，而重新向陆地方向迁移。一旦水流调整到剖面最靠盆地的位置处，河流沉积就结束了。这个模型说明了在河流环境中发育了如图 8-15 所示的海岸上超地层分布模式。在高水位期末，在均衡剖面上游段，河流沉积作用的完成可能不是瞬时间出现的。相反，它取决于当平衡剖面到达其最大朝盆地方向位置的拐点 F 的时间和当水流完成加积达到新的平衡剖面时间之间的时间滞后。这种 2 型不整合的整体地层分布模式示于图 8-18 中。

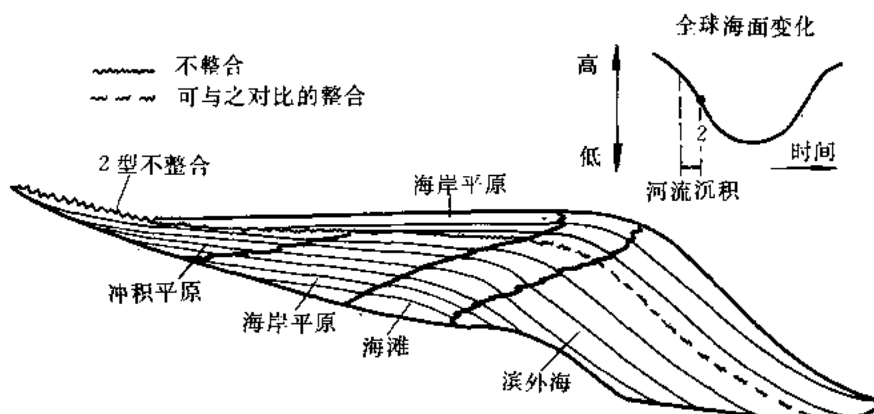


图 8-18　2 型不整合

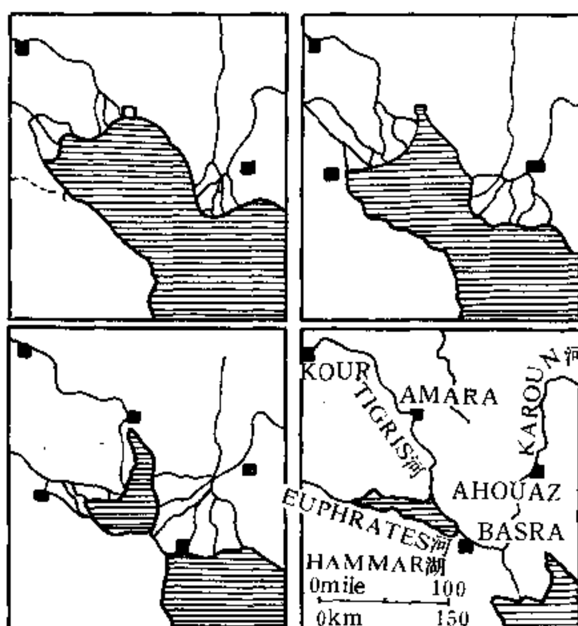


图 8-19　历史时期中 Tigris—Euphrates 三角洲的延伸（Twidale，1976）

这个例子变换一下将会说明，有一个足够高速的沉积物供应，河流沉积可以在平衡点到达海湾线之前某个时间开始。如果有高速沉积物供应，尽管沉积朵叶废弃了，水流在该处被均衡的点也可以向盆地方向转移，从而触发了河流沉积作用。然而，由于在这个地区，在另一些水流体系可能稳定的时候，在一个水流体系中建起洪泛平原，最后可能发生夺河现象，可能导致整个三角洲的废弃。

图 19 说明一个建立在构造成因的窄港湾中的三角洲实例。这里的 Tigris—Euphrates 河系三角洲已经建筑到一个港湾中，那里三角洲朵叶的侧向转移受到谷壁的某种约束。因此，随着三角洲的推进，河流体系向盆地方向延伸。在过去的 5000 年间，这个三角洲和这个河流体系，已经推进了 300km 以上（Twidale，1976）。在这种情况下，水

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

流剖面对之调整的点向盆地方向转移，导致平衡剖面朝盆地方向转移和伴生的河流沉积作用。因此，尽管事实上在整个时期平衡点的位置是在海湾线的朝陆地方向，还是发生了河流沉积作用。

与 Tigris—Euphrates 河的例子相似的一种情况，通常发生在 1 型层序的低水位楔内部和高水位体系域的早期。全球海面迅速降落时期建成的堑壕式水流，在后来的相对海平面上升时期，变成了河口湾和港湾。那里将发生受约束的三角洲前积作用，并且直到迅速的相对海平面上升淹没河谷之前，将会发生下切河谷的河流沉积作用。这种充填下切河谷的地层剖面将由河流沉积组成，向上加深进入河口湾，然后是海相沉积，它们可能盖以与最大海泛时期伴生的密集段。此时，如果下切河谷没有被充填，之后在全球高水位时期变缓了的相对海平面上升，由于被约束的三角洲前积导致平衡剖面的向盆地方向转移和下切谷的充填，将导致一个向上变浅的地层剖面，递次从海相进入三角洲相，进入河流相。

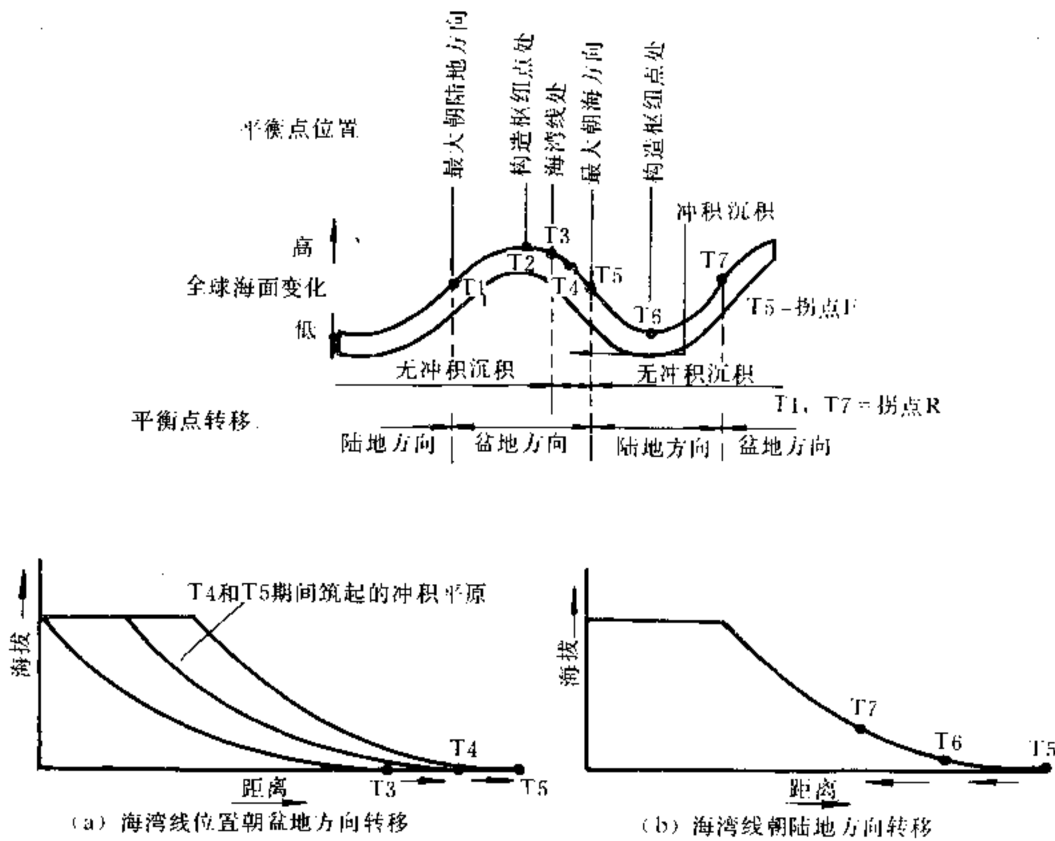


图 8-20 平衡点转移对河流沉积的影响

1 型和 2 型层序中河流沉积的分布模式是不同的。1 型层序中，以一种具有线性或者蛇曲状分布模式的河流沉积组成的下切河谷充填❶，是典型的近端低水位楔和早期高水位体系域。一般情况下，这个概念性模式说明了，在下切河谷被充满之前，将不会发生广阔洪泛平原之上的广阔的不受限制的河流沉积。相反，在 2 型层序的河流沉积中，在晚高水位时期，

---

❶某些下切河谷的宽度可能超过5—10km，并且有一种看来更象席状而不是线状和蛇曲状的沉积物分布。

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

将仅以广阔的不受限制的洪泛平原沉积为特征，因为事实上下切河谷不会与这类层序伴生。

图 8-20 总结了河流沉积与全球性海面变化间的关系。注意，广阔的河流沉积局限于T3 至 T5 阶段。平衡点于 T3 时到达海湾线，并反转其海湾线的迁移方向直至 T5，届时二者重新逐渐向陆地方向转移。继 T5 之后，海湾线处海平面上升，导致海湾线朝陆地方向转移和河谷逐渐水淹。因为没有伴生的平衡剖面朝陆地方向转移，T5 之后，没有河流沉积发生；因此，在这个时间之后，没有陆上空间加入。结果，T5 之后，在海湾线处而不是在更远的朝陆地方向的河流环境中，发生了海岸上超，它标志了 T5 之前这段时间的特征。这是从 T5 处发生海岸上超向盆地方向转移上看出的。

总之，广泛的河流沉积作用的产生，取决于平衡点的位置。这种沉积作用发生在海湾线和平衡点接近水平地跨过低起伏地表朝盆地方向迁移的相对小部分时间里。由于平衡点位置是全球海面变化和沉降作用二者的函数，所以广泛河流沉积作用的开始将随盆地而异。**然而，在 2 型不整合之前结束的广泛河流沉积作用，必须是各盆地同时的，因为它一般发生在全球性海面下降的拐点处。**

四、低水位体系域

低水位体系域是在以相对海平面下降（亦即全球海面降落速度超过沉积滨线坡折带处的沉降速度）和随后的缓慢相对海平面上升为特点的阶段沉积的。如果低水位体系域是沉积在一个具有不连续的陆架边沿的盆地内，通常可以把它分成两个独立的、不同时期的组成部分：一个**低水位扇（或盆底扇）**，跟着一个**低水位楔**。低水位扇是受沉积物经由陆架通过活跃的下切谷时的海底扇沉积作用支配的。随后的低水位楔以比较细粒的楔形陆坡沉积为主，人们曾用不同的名称描述它们，如陆坡扇、陆坡前缘充填、楔、锥和海底扇（Mitchum, 1985），并且包含了以下切河谷充填物形或出现的同时期的陆架沉积体系。

如果低水位体系域是在没有不连续陆架边沿的斜坡边缘（ramp margin）上沉积的，那么这个体系域由两部分楔形体组成。第一部分以海平面相对下降引起的河流回春作用和海岸平原的沉积物过路冲蚀（bypass）为特征。由于相对海平面下降将暴露出一个与原始水流平衡剖面没有多大差别的沉积剖面，所以在这种背景中的河流下切作用不会很大。在任何情况下，沉积物都直接输送到滨线。随着低起伏沉积剖面的逐渐暴露，这个滨线（和沉积中心）迅速地朝盆地方向迈进。这种情况持续到相对海平面稳定下来并逐渐开始上升时为止。这第一部分楔将以相对粗粒的局限于盆地内的楔形体为特征。第二部分楔状体以缓慢的相对海平面上升，导致下切河谷的充填和缓下来的滨线推进，配合以某种加积为特征。这两种盆地边缘沉积的基本相似性，在于在这两种情况下，这种低水位体系域的沉积是以两个分开的不同时的单位产出的。

1.低水位扇

低水位扇是在以一不连续地文陆架坡折为特征的盆地边缘沉积的。它们是在全球海平面下降速度超过沉积滨线坡折带处的沉降速度，和在沉积滨线坡折点位于或者靠近地文陆架坡折点时沉积的。此时，平衡点移向沉积滨线坡折点的朝盆地方向，并且在这个位置上发生相对海平面下降（图 8-21，T1 以后）。某些或者整个陆架暴露到水面以上，水流的下切开始。沉积物路过陆架并直接沉积在陆坡上或者以点源海底扇的形式沉积在盆地内。必须强调，虽然定义为“位于大河和海底峡谷朝海方向的陆源、锥形或扇形沉积”（Gary 等，

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

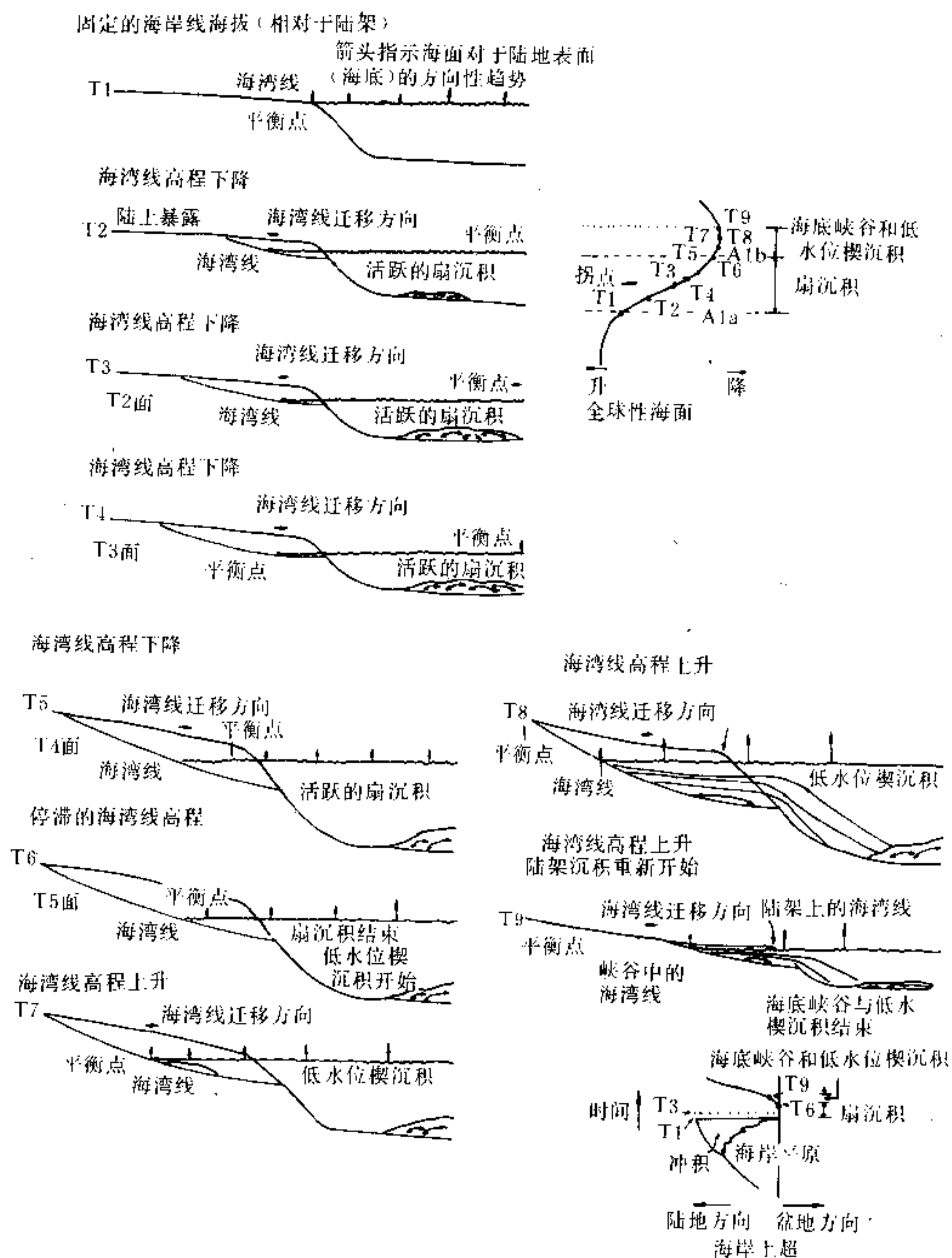


图 8–21　沉积作用对全球海面迅速下降的反映

T5、T6、T7、T8 比例尺有所放大

1974，P.707）的**海底扇**可以在任何时间沉积，但是看来大多数是在低水位扇时期沉积的，并且具有最高的砂泥比。低水位扇这个名字是从这种事实得来的，即它是以偏砂的海底扇沉积为主的。图 8–6 说明了导致形成这些沉积的地质、地理和全球海面变化条件。注意，在这个阶段、部分陆坡以及陆架可能暴露出来，并可能发生活跃的海底峡谷下切。图 8–22 说

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

明了低水位扇时期的一个现代的类似实例。在这个例子中，"相对海平面"下降了，导致河流回春作用和随后的"海岸平原"的过路冲蚀。当全球性海面下降速度再次小于沉积滨线坡折带处的沉降速度并在此处发生海面相对上升时，扇的形成通常就结束了。低水位扇的下面以1型不整合为界，上面以一下超面为界。在内部，低水位扇以丘形相为特征，并且可能是广泛偏砂的。

造成低水位沉积的事件系列示于图8-21中。T1之后，海湾线立即离开陆架降落到陆坡上。由于平衡剖面降低，这就引起河流回春或者下切。与早先的高水位体系域时期相比，这个阶段的沉积负载比较大，并且以比较高的砂泥比为特征。这是因为低水位扇时期的河流沉积物负载是由下切水流掏挖出来的沉积物组成的，加上流域盆地供应的沉积物；以及由于没有沉积物留在洪泛平原上，所有这些沉积负载都路过陆架并最终沉积在陆架坡折带处。后来在这个地方的不稳定性，导致整体运动（mass movement）作用的开始，而随后这里的退缩性崩塌，可以导致大的陆架边沿槽沟或者海底峡谷的形成。之后，从河流以及同时期海底峡谷侧壁滑塌得来的沉积物被密度流搬运到盆地中，并且在陆坡变得十分平缓的地方沉积下来。这些沉积物在典型情况下是点源型的海底扇。只要海湾线顺着陆坡向下继续降低标高，由于沉积物直接输送到盆地中，就不会发生三角洲或者海滩沉积，而扇则将继续建筑下去。在拐点处（T3时）平衡点到达其最大朝盆地方向位置，之后再次朝陆方向转移。活跃的扇的建筑继续下去，直到平衡点到达海湾线为止。此时，海湾线高程停止下降，并且由于平衡点继续向陆地方向转移而开始上升。结果，低水位楔沉积开始了，而扇的建造结束。这种情况持续到海湾线到达陆架表面并开始跨过陆架迁移时（T9时）为止。随后的陆架海泛可能最终导致陆架上的密集段的形成。

在某些条件下，扇沉积可能是一部分盆地边缘的特征，而盆地边缘的另一部分可能以三角洲沉积为特征。在沿着一个盆地边缘的某些地段内，即在沉积滨线坡折已经到达地文陆架边沿的地方，盆地边缘可能发生这种情况，但是不会在别的地方发生。在它已经到达陆架边沿的地方，在相对海平面降落时，将形成海底扇。然而，在它没有到达陆架边沿的地方，在陆架边缘上可能沉积的是三角洲而不是扇。因此，这些前积的三角洲和别的地方沉积的扇是同时期的（见"短期快速全球海面降落"一节）。最终，随着相对海平面的继续下降，即使在这些地区，也可能最终以低水位扇后期形成的扇为特征。

有两种类型的不整合可能与快速全球海面降落相伴生。一种发生在深海扇沉积底部——1型不整合；另一种发生在深海扇沉积的顶部，叫作下超面或者假整合（图8-23）。1型不整合发生在拐点F之前，发生在陆架边沿处沉降速度等于全球海面降落速度的时候；下超面或假整合发生在拐点F之后，发生在海湾线处的沉降速度再次等于全球海面降落速度的时候。

2.低水位楔

低水位楔是一种以前积准层序叠置模式为特征的海退式地层单元，并且是在沉积滨线坡折处的海底沉降速度再次超过全球海面下降速度之后，在快速全球性海面降落的晚期和随后的全球低水位时期开始的（图8-3）。这个阶段以在该处相对海平面缓慢上升的重新开始为特征。结果，河流下切作用停止了，下切的河谷开始被沉积物充填（见早些时候的讨论）。此时，由于粗粒沉积物主要沉积在下切河谷中，砂泥比以及输送到沉积滨线坡折处的总沉积负载降低了。此时，随着海底峡谷底下切的变缓和冲蚀海底峡谷底的密度流频率的降低，过陡的谷壁趋向于崩塌直到达到更稳定的剖面为止。这就造成较之下伏低水位扇具有较低砂泥

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

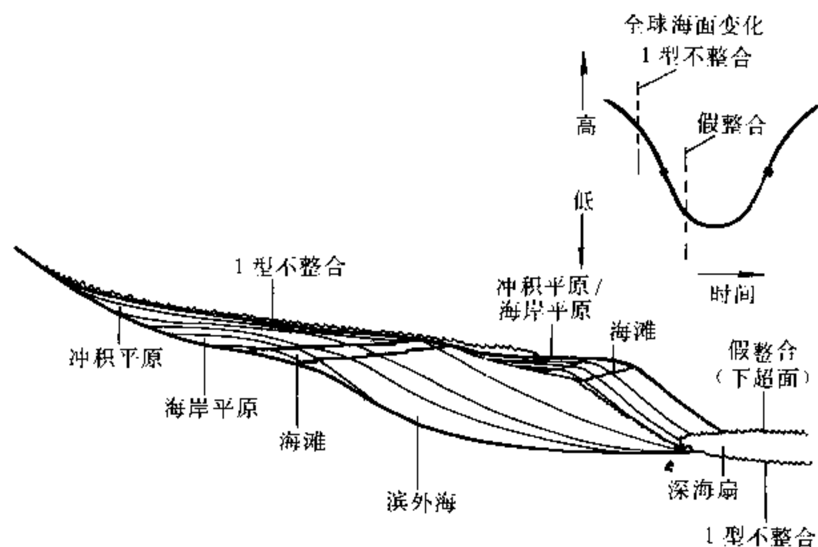


图 8–23　1 型不整合

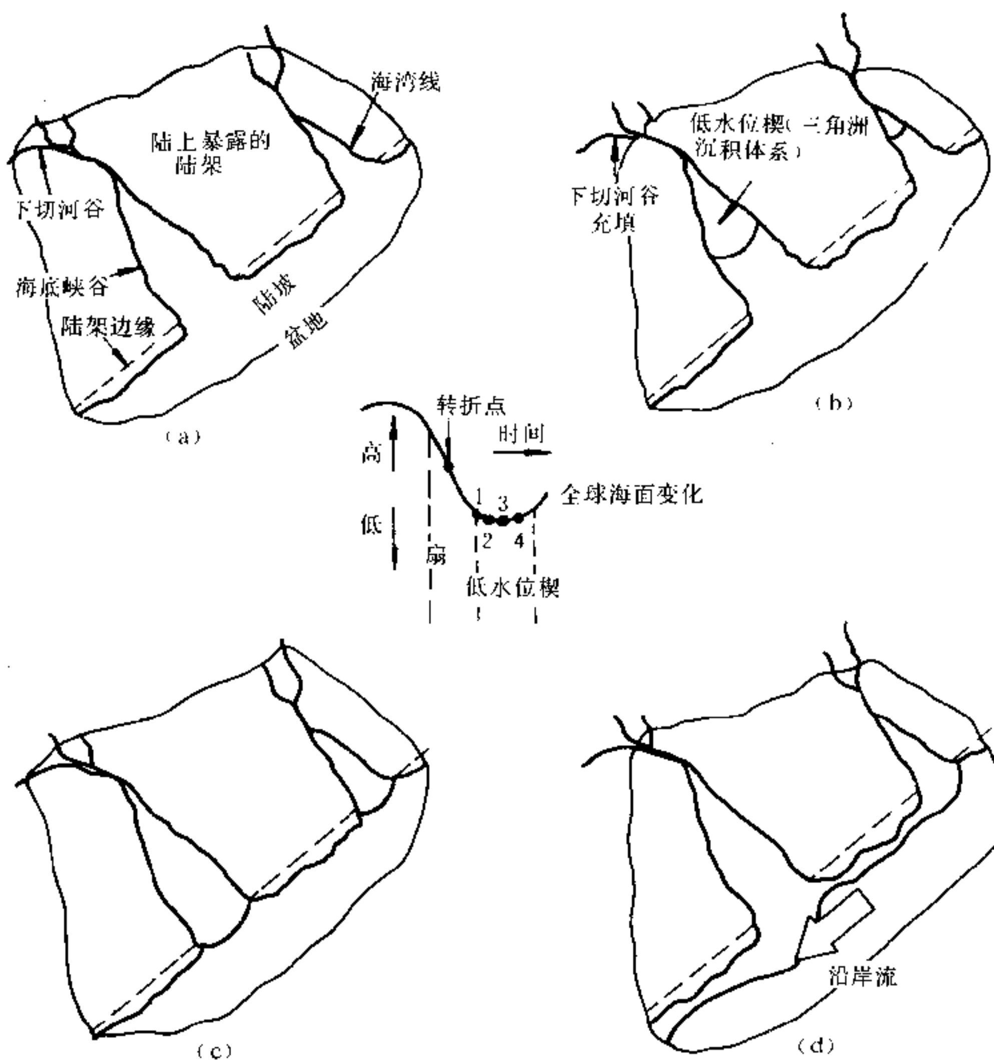


图 8–24　低水位楔沿外陆架和（或）上陆坡的分布

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

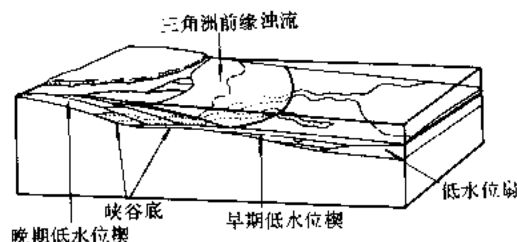


图 8-25　低水位楔进入早期（陆坡扇）和晚期（低水位三角洲）部分的分异

比的海底峡谷外的有堤水道和溢岸浊流沉积。此时，三角洲沉积局限于先前切入陆架边沿的海底峡谷或港湾的上部。低水位楔三角洲沉积可能最终越过有堤河道复合体前积到陆坡上，和越出海底峡谷口前积到海底扇上。低水位楔的顶、三角洲沉积体系位于或者低于陆架的海拔高度，而三角洲前缘则趋向于不会超过陆架坡折带以外伸展太远。那里的坡度高，导致三角洲沉积的不稳定。因此，整体搬运（泥石流）沉积常常是远端低水位楔的特征。此外，在这个较深水背景中在滨线处相对高的环境能量（海流和波浪），倾向于提高和集中波浪能量，造成一个以波浪为主的环境，进一步抑制了前积作用。因此，沿岸流可能涂抹掉沿着外陆架或上陆坡的低水位楔沉积（图 8-24）。

图 8-3 示意性地说明了与低水位楔的有堤河道复合体伴生的有堤河道的曲流模式。它们起源于海底峡谷口，并且随后可能随着峡谷的逐步充填，在低水位楔时期，被后来的前积三角洲沉积所下超。因此，低水位楔可以分为早期与晚期两部分（图 8-25）。早期低水位楔以活跃的有堤河道沉积为特征，伴生有韵律型浊积岩。这些有堤河道和溢岸沉积是出自海底峡谷的点源沉积，并且与下伏的低水位或盆底扇相比，沉积在更近源的位置上，可以称作**陆坡扇**（slope fan）。由于继低水位扇时期活跃的海底峡谷下切阶段之后，这个体系趋向于步入平衡，所以沉积物是顺过陡的峡谷壁向下整体搬运的。低水位楔陆坡扇单元的深水砂通常局限于河道中，虽然薄层砂可以以浊流溢岸沉积形式产出，以及在砂质体系中，以河堤之外的席状砂形式产出。晚期低水位楔以覆盖在早期低水位楔有堤河道沉积和随后的峡谷充填之上的三角洲沉积体系的前积为特征。深水砂可以作为三角洲前缘韵律浊积岩形式沉积下来。这种早期和晚期低水位楔的分离现象在海底峡谷十分发育为特征的地区最常见。早期和晚期低水位沉积二者都与下切谷内的沉积伴生。

在低水位楔沉积阶段，随着相对海平面上升速度的逐渐增加，新陆架加入速度稳步增长。结果，由于加积的速度加快，顶积层的厚度（单位时间）将逐渐增加。与此同时，这种低水位楔的海退速度逐渐降低，直至最后沉积物供应不能与该处新陆架加入速度保持同步，于是一次海进标志着低水位楔沉积的结束。

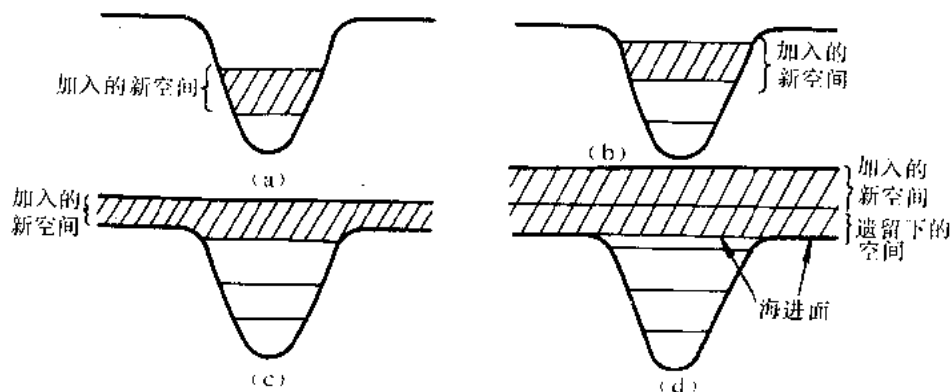


图 8-26　I 型不整合之后相对海平面恒速上升阶段加入的新空间

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

海进面在典型情况下是在近源低水位楔的顶界面处看到的。这里，低水位楔沉积主要局限在下切河谷中。由于海进可以发生在这些河谷充填时期的任何时间，所以人们观察到，如果下切河谷完全被沉积物充填，那么海进面通常发育在处于四周陆架高程处的充填物顶部（图 8-26（d）），这种现象通过新空间加入速度分析很容易予以解释。随着海平面逐渐上升，随着一个 1 型不整合面，由于陆架依然暴露在水上，新空间的加入局限在下切河谷中（图 8-26（a），（b））。结果，只有极少量的新空间加进来，直到海平面上升到高于先已存在的陆架表面为止（图 8-26（c））。此时，陆架上以及越过下切谷的新空间的加入，造成可容纳空间的突然增加。结果，沉积中心的突然向陆地方向转移，在下切河谷充填以及在分开下切河谷的分水区上方，产生了一个海进面（图 8-26（d））。

五、陆架边缘体系域

陆架边缘体系域是一种以递减型前积、继之以加积的准层序叠置模式为特征的海退式地层单元。它覆盖着一个高水位体系域，并且通常是在和缓的全球性海面降落曲线上的拐点之后沉积的（图 8-6）。这个阶段以相对海面上升速度逐渐增加为特征。陆架边缘体系域是在陆架的外部沉积的，并且在它的底部以一海岸上超的突然向盆地方向转移为界。发生这种向盆地方向转移，起因于拐点 F 处河流沉积作用的停止。由于新陆架空间加入速度增加引起顶积层增厚（单位时间），这个阶段的海退速度逐渐降低。由于新陆架空间加入速度的增加和大部分陆架可能被半咸水暂时淹没，靠近这个体系域的顶部，可能广泛分布煤的堆积。总之，这种沉积物的特征是岩相的垂向叠置由下向上逐步增加的趋势，表现为从非海相逐渐变为海相环境。与高水位体系域相反，陆架边缘体系域一般没有被广泛分布的河流沉积覆盖。

这个体系域的底界是一个以覆盖河流沉积的海岸平原或滨海和三角洲沉积物为特征的侵蚀不整合（或与之可以对比的整合）。在底界为可以对比的整合的地方，这个底界面只表现为准层序叠置方式从快速前积向缓慢前积或者向加积的变化。其顶界面以一将前积—加积陆架边缘体系域与上覆退积海进体系域分开的海进面为标志。

六、海进体系域

海进体系域（图 8-4）是由一系列后退或退积式准层序组成的。它开始于低水位楔体系域的最大海退期之后的第一次重大海泛事件（亦即海进面）。它以一系列海泛事件为特征，并可能与自生矿物的集中和广泛分布的煤层为特征。这个模型说明了，相对于 2 型不整合来讲。与 1 型不整合伴生的广泛分布的海进沉积（下切河谷以外）必然是极少见的。在 1 型不整合情况下，海进沉积的早期阶段局限于下切河谷，而在 2 型不整合情况下，没有下切河谷出现，海进沉积将更广泛分布。在相对海平面沿着 1 型不整合面缓慢上升时期，海平面依然低于陆架。当相对海平面已经上升的十分迅速的时候，沿着 1 型不整合发生了最终陆架海泛。其结果，沉积中心突然并迅速向陆地转移，导致当时下切河谷之外极少或没有广泛分布的海进沉积。沿着 2 型不整合的陆架海泛开始的更缓慢，因为没有下切河谷和陆架从未完全暴露到水上。由于这种开始得更加缓慢的海进作用，这时，存在广泛分布海进沉积的可能性更大。

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

七、模型的变换

本报告中描述的模型最初是结合了涉及全球海面上升、沉降和沉积物供应方面的某些假定的。然而，这种模型是非常可塑的，以适应这些参数的变化。下面的讨论考虑了改变这些关键参数的某些影响。

1.短期的快速全球海面降落或者在缓坡边缘（ramp margin）上的层序沉积

当条件适合于平衡点快速迁移时，这个点在超出沉积滨线坡折带之外的迁移将导致Ⅰ型不整合，于是沉积陆架必将暴露在水上或遭受过路冲蚀。有助于平衡点迅速迁移的条件是很快加速的全球海面降落和（或）没有差异沉降的陆架。于是，如果沉积滨线坡折点未能到达地文陆架边沿，那么低水位沉积就会高高地出现在先前存在的淹没的陆架上。

此时，在去地文陆架边沿的途中，海湾线就会使临滨面或三角洲前缘向下降落（图8-27）。河流下切开始了，沉积物负载直接搬运到被淹没的陆架区。只要海湾线继续下降，这种搬运就会继续下去，在此阶段，由于沉积基准面继续下降，在河口形成的任何三角洲都将反复被下切和侵蚀。这种现象的净效果是沉积中心的位置保持在三角洲前缘或者临滨处，而此区之外，在三角洲平原或海岸平原上，没有多少沉积物沉积。只有某些低水位扇时期沉积下来的沉积物保留下来，许多三角洲平原或海岸平原可能被侵蚀作用清除掉。保存下来的沉积物是那些三角洲前缘或者下临滨（或滨外）沉积物，它们是被密度流经由沉积陆架直接

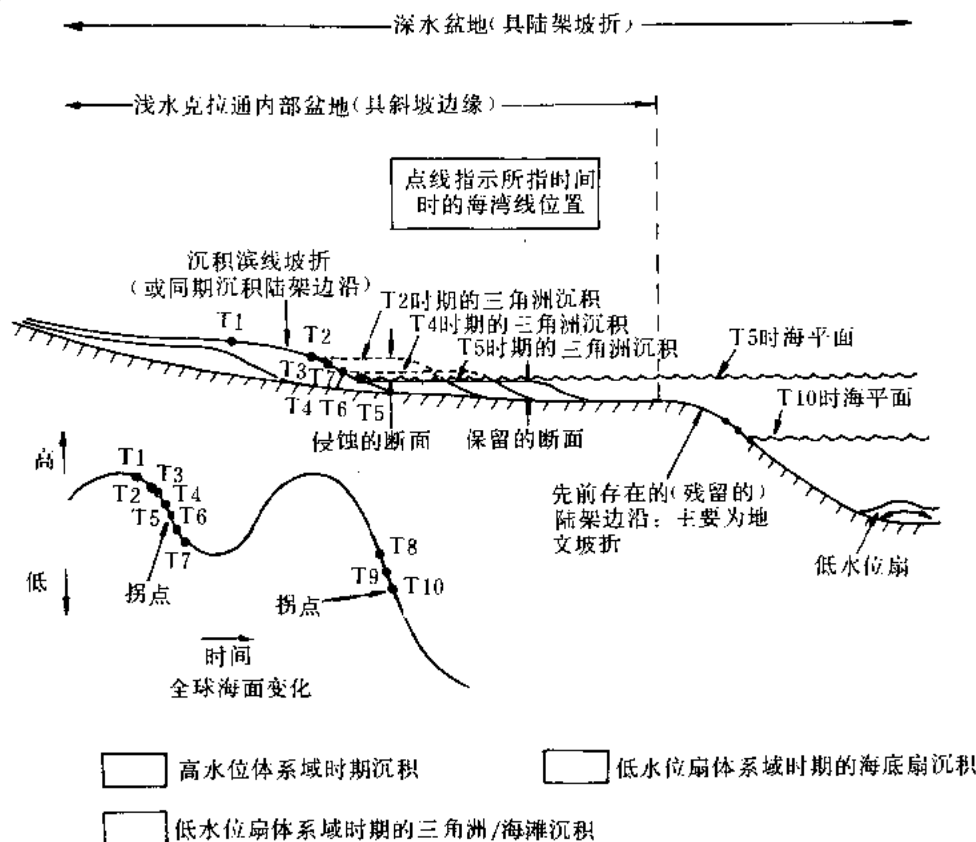


图8-27 快速短期和快速长期全球海面降落时期的海湾线位置和低水位沉积

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

搬运到被水淹没的陆架上的。因为水深浅、陆架坡度平缓和沉积时间短，所以这些低水位沉积可能一开始就是浊积而不是扇形沉积，并且将不同于发生在陆坡或盆地中的低水位沉积。粗粒沉积物将不会被携带得很远，而更可能是被浅水的高波能直接重新分布开来。在被淹没的陆架上，其结果将是表现为很少是丘形而更象是席状的浊流沉积。此外，由于迅速下降的时期可能很短，所以相对来讲，几乎没有沉积物在这个阶段沉积下来。因此，岩石记录将显示出滨外细粒海相沉积，盖以突然引入的粗粒海相沉积（代表低水位扇时期三角洲前缘处的沉积）。在随后的低水位楔时期，这个层将跟着以向上逐渐变粗为特点的更细的三角洲前缘沉积。图 8–27 的左侧说明了这种情况是如何适用于以缓坡边缘为特征的克拉通内部盆地的。

如果在快速全球海面降落发生前高水位层序没有前积到地文陆架边沿，那么，可能的情况是，在局部地方，盆地沉积的深海扇可能是以栖息于陆架上（shelf—perched）的低水位沉积形式开始的，直到海湾线处的持续相对海平面降落最终暴露出整个陆架为止（图 8–27，T8）。相反，如果平衡点倒转它的迁移方向（在转折点 F 时），并且在海湾线到达地文陆架边沿之前到达到了海湾线，真正的深海扇沉积就会中途夭折。这种情况可能伴同短期快速全球海面下降时发生，此时平衡点将转移到海湾线朝海方向相当远处，并开始河流下切，但是之后，在海湾线到达陆架边沿之前，很快掉转其迁移方向。这种条件将标志着

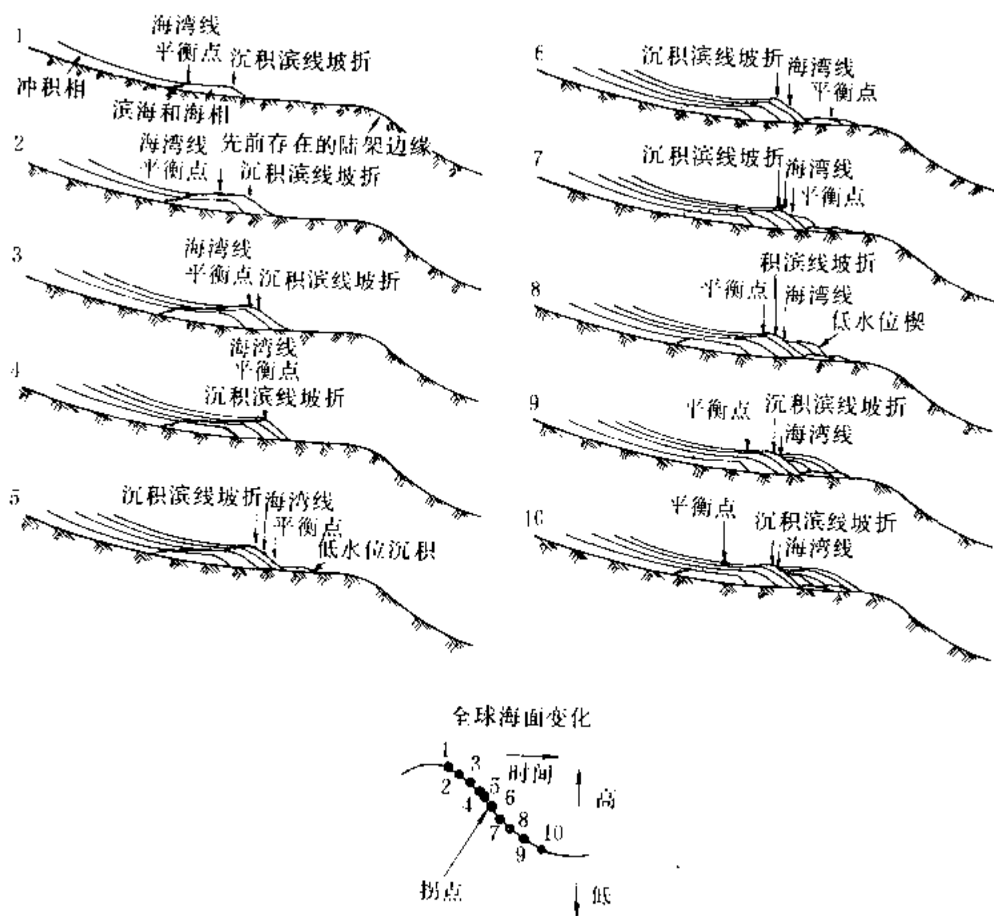


图 8–28 栖息于陆架之上的低水位沉积和全球海面变化

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

一个具有非常宽阔陆架的盆地的特征。海湾线的上升会引起下切河谷的逐步水淹，其低水位楔沉积，依然栖息在被淹没的陆架上，如图 8-28 所示。

在某些地区内，全球海面降落可能在一处造成 1 型不整合，而在它附近可能发育着 2 型不整合。这种情况的发生是因为平衡点在一处（在拐点时刻）可能还没有通过沉积滨线坡折，而在另一处已经通过了。这种情况可以发生在一个前积三角洲地区内，因为压实作用或者盐的撤出引起的快速前积和海底的高速沉降，那里的平衡点可能没有到达三角洲前缘。这将造成 2 型不整合。在不太远的地方，那里的海滩前积发生得更慢、沉积速度比较低，其平衡点可能走到沉积滨线坡折点以外很远。这将造成伴有栖息于陆架上低水位沉积的 1 型不整合（以河流回春和同期陆架的沉积物过路冲蚀为特征）。在陆架宽度狭窄的地方，尽管全球海面下降速度低，平衡点也可能通过陆架边沿。这些地区可能以一系列 1 型不整合为特征，而具有宽阔陆架的地区，那里的平衡点到达不了陆架边沿，就将同时以一系列 2 型不整合为特征。

2.河流沉积作用—可能的变化

当（或者／如果）平衡点在它朝盆地方向迁移的途程中到达海湾线时，广泛的冲积平原加积就开始了（以不存在下切河谷为条件）。因为平衡点位置是全球海面降落和海底差异沉降速度的函数，二者都将影响到平衡点向盆地方向移动的速度，因而也将影响到它和海湾线相遇的时间。没有差异沉降以及（或者）快速的加速度全球海面降落，将引起平衡点的快速迁移。在这些环境下，冲积平原的发育将早于差异沉降大和（或者）全球海面下降加速缓慢的地区。因此，没有差异沉降的被动大陆边缘将以平衡点跨过陆架并超越沉积滨线坡折带的快速迁移为特点。因为高水位河流沉积作用在平衡点通过沉积滨线坡折点时结束，所以这个阶段的河流沉积作用将是短时期的，造成陆架上的薄高水位沉积。其中一个例子是河流沉积对西德克萨斯二叠盆地陆架的过路冲蚀，它可能是低差异沉降引起的平衡点快速移动的功效。

图 8-29 比较两个相同全球海面变化不同沉降速度的地区。注意，在低沉降速度情况下（情况 2），在跨过枢纽线位置后，平衡点朝海方向移动的更快。它到达海湾线比较快，产生冲积物比较早，并且占有较长的时间阶段。

还有一种发育 1 型不整合的较大可能性，即伴随着低沉降速度陆架边缘上的低水位沉积。为了发育低水位沉积，海平面必须降落到沉积滨线坡折点以下。当平衡点在朝盆地方向迁移路途上通过沉积滨线坡折点时，会发生这种情况。在这里表示的两个例子中（图 8-29），在情况 2 中，平衡点显然远远地移到盆地内，那里的沉降速度比较低，而且在所有其它条件相同的情况下，有更大的机会通过沉积滨线坡折带，导致低水位沉积作用的开始。这些是局部沉降条件差异的结果，因此不是全球性的。

图 8-30 表示对应于两种全球性海面变化速度的陆架边缘。虽然在两种情况下平衡点同时通过了枢纽线，但是在情况 2 中，那里是高速的海平面变化，它更快地朝海方向移动，并且比较早地到达海湾线。河流沉积作用开始的比较早，并且持续比较长的时间。此外，在情况 2 中，平衡点到达并通过沉积滨线坡折带，并产生 1 型不整合的机会更大。因为这是响应全球海面变化的结果，所以这种效果是全球性的，而不是局部地区的。

全球海面变化曲线的对称性在产生河流沉积上也可以起重要作用。图 8-31 说明了拐点在全球海面变化曲线下降翼向上或向下迁移的效果。如果拐点发生在全球海面降落晚期，如同情况 1 下发生的那样，与情况 2 中拐点发生在全球海面降落的早期的情况相比，就会有比较长的河流沉积时期。如果在两种情况下拐点处的全球海面变化曲线的斜率或者全球海面

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

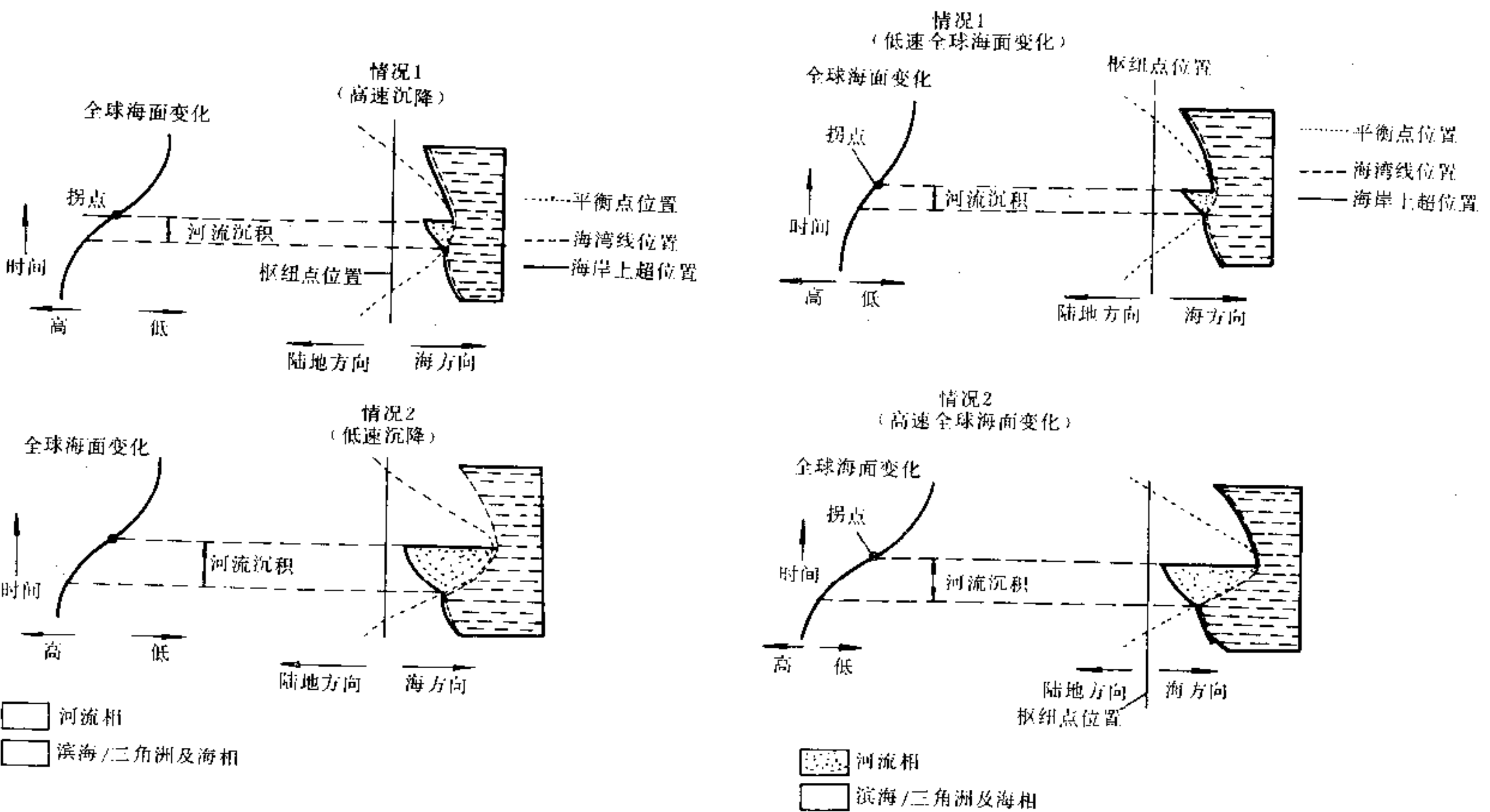


图 8–29　沉降速度变化对河流沉积的影响

图 8–30　全球海面变化速度的变化对河流沉积的影响

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

降落速度相等，那么平衡点的最大朝海方向位置就将相同，虽然情况2在该处它们迁移的速度比较大。

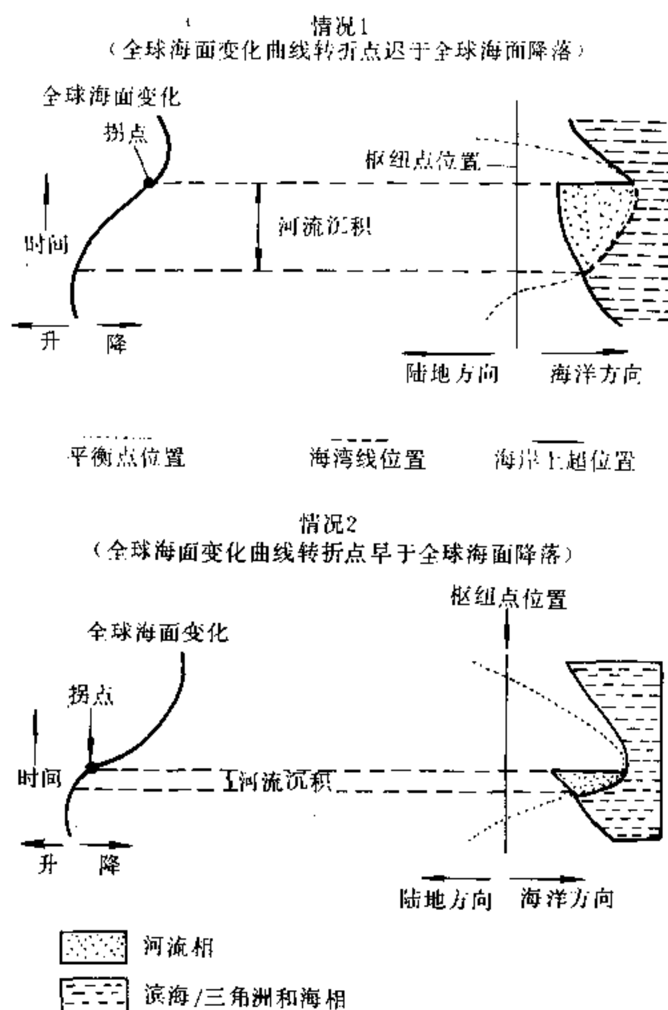


图 8-31　全球海面变化曲线的不对称性对河流沉积的影响

反映这些情况的沉积物的差异（图 8-31），将表现在河流沉积作用的时间和速度上。在每种情况下，平衡点、海湾线和平衡剖面都从位置 A 横向上迁移到 B，如图 8-32 所示。位置相当于它刚刚开始朝盆地方向转移之前平衡剖面对之调整的点。位置 B 相当于平衡点的最大朝盆地方向的位置，因此，也就相当于平衡剖面的最大朝盆地方向的位置。这种情况发生在转折点的时刻。然而，为了达到位置 B，在情况 1 中，平衡点和平衡剖面必须比情况 2 更快地跨越陆架。从时间 T0 处平衡点到达海湾线的时间开始，使平衡剖面迁移到位置 B，在情况 1 时需要两个时间增量，而情况 2 需要 6 个增量。在情况 1 中，假定沉积物供应是常数，为使平衡剖面移到它的新平衡位置，单位时间增量需要更多的沉积物。这意味着，在充填了新平衡剖面之后，与情况 2 相比，在情况 1 中将有比较少的沉积物遗留下来，作为滨海和海相沉积物沉积下来。因此，前一种情况（情况 1）将以低速海退为特征。总之，海退速度与该处平衡剖面朝盆地方向迁移的速度成反比。因为这些是全球海面变化的反应，这些效果可以在全球观察到。平衡剖面迅速迁移的另一个结果是平衡点可能迁移到沉积滨线坡折但不是地文陆架边沿之外，产生 1 型不整合，伴随以叠置于先已存在的陆架之上的低水位地层沉积。

3.在拐点 F 处没有河流沉积的含义

在某些情况下，平衡点在它的朝海方向迁移中，可能没有到达海湾线，因此，可能没有发生河流沉积。当沉降速度高和（或者）全球海面下降速度低时，可能发生这种情况。通常，平衡点在全球海面高水位和拐点 F 之间的某个时刻到达海湾线（图 8-33），产生 1 型或 2 型不整合。当全球海面下降速度低时，平衡点在它朝盆地方向迁移的过程中，在它再次开始朝陆地方向迁移之前，可能到达不了海湾线（图 8-34）。在这些情况下，整个时期海湾

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

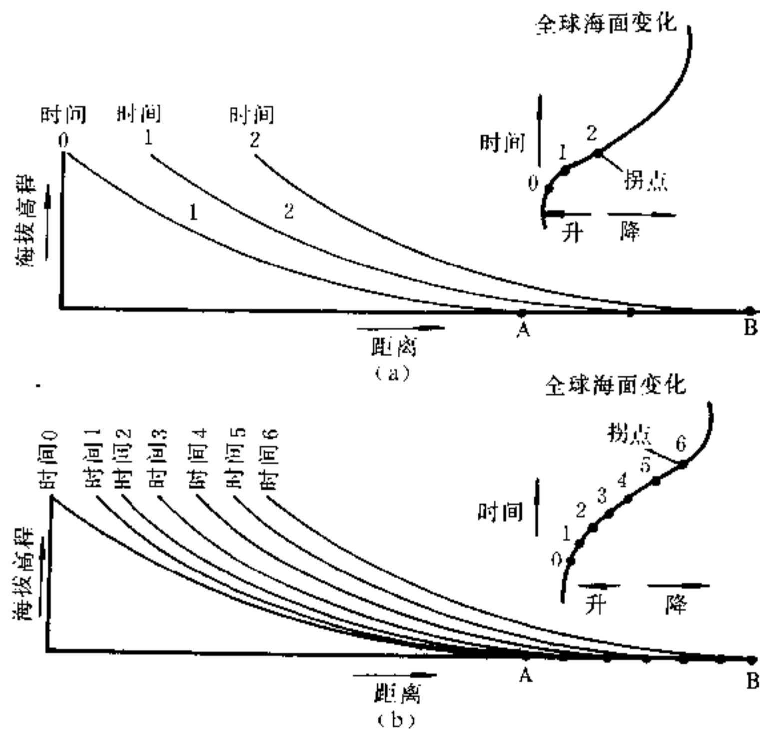


图 8-32　全球海面降落不对称性对平衡剖面迁移的影响

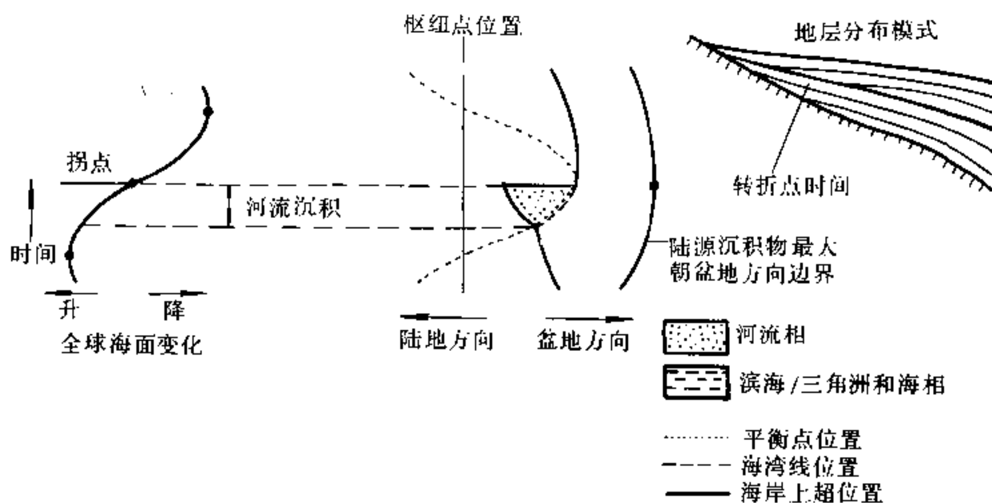


图 8-33　河流沉积与地层分布模式对平衡点位置的响应

线都将朝陆地方向转移，河流沉积作用可能不会发生。因此，不会有海岸上超向盆地方向转移作为这个拐点时刻的特征。在这些情况下（即低速全球海面降落），1 型或 2 型不整合的产生要求低速的沉降，因为这将产生平衡点远远地移向盆地方向的效果。因此，在具有低速下降的全球海面变化周期时期，在中等到高速沉降的地区，可能不会产生不整合，因此局部地区可能不存在不整合。

河流沉积在高速沉降区内也可能不存在。高速沉降同样具有限制平衡点向盆地方向迁移

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

的效果（图 8-35）。在这些情况下，也不会发育不整合。如果没有冲积物沉积下来，拐点 F 的唯一标志是在此刻之前海退速度增加，而此刻之后海退速度降低。这种情况的发生是由于在拐点之前，单位时间顶积层逐渐减薄，而它之后，顶积层逐渐加厚（见 Posamentier 等人的文中图 4-11，本书）。

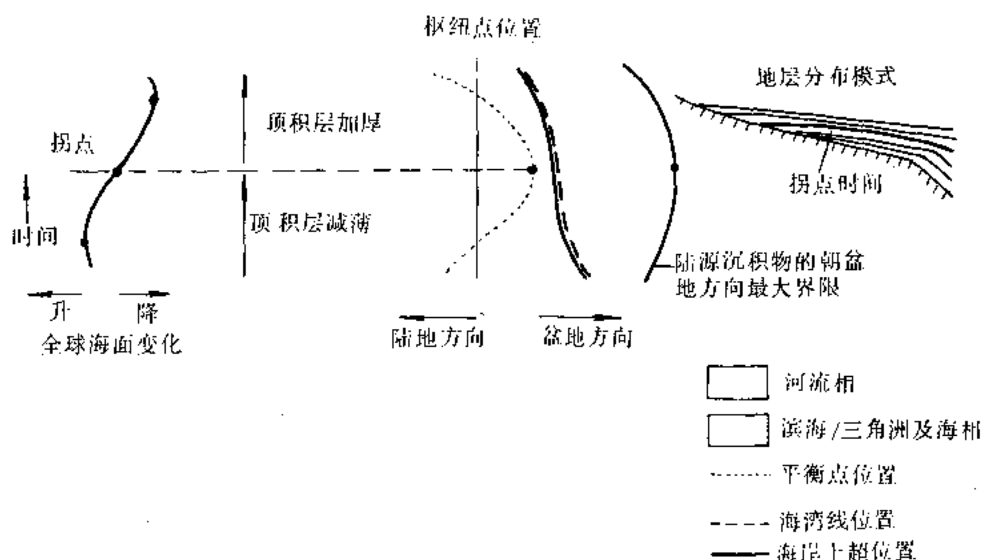


图 8-34　低速全球海面降落对地层分布模式的影响

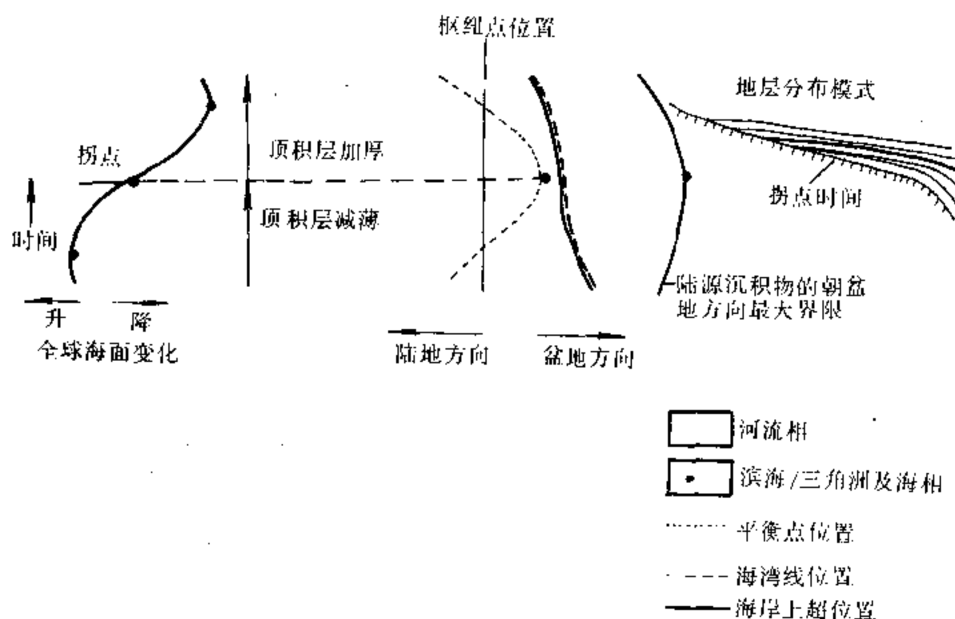


图 8-35　高速沉降对地层分布模式的影响

在低沉积物供应区，可能极少或没有河流沉积可供充填水上可容纳空间。在这些情况下，局部海岸上超将发生在海湾线处，而上超的地层（在不存在河流相成分的地层中）将由滨海和（或）三角洲沉积组成。推断，这些沉积物是沿岸流而不是直接被河流搬运到这个地

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

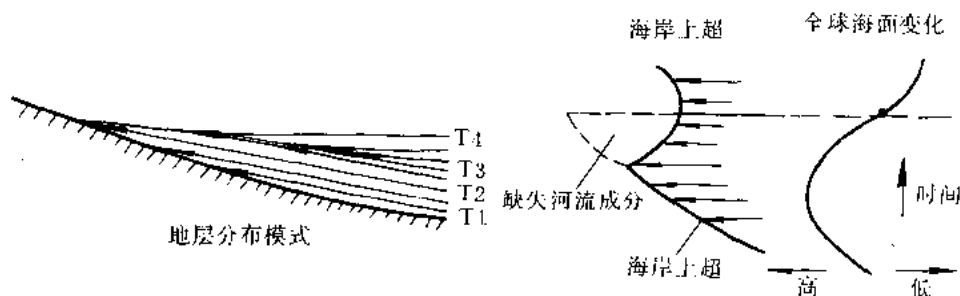


图 8–36 没有河流沉积区内的海岸上超

区的。产生的地层分布模式示于图 8–36（a）中；其年代地层分布示于图 36（b）中。海岸上超将向陆地方向转移，直至平衡点到达海湾线为止。此后，海湾线以及因之而来的海岸上超，将向盆地方向迁移。在拐点 F 处，海湾线以及平衡点将再次向陆地方向迁移。因为海将淹没沉积基准面（即海平面而不是河流平衡剖面）处的一个面，在随后的相对海平面上升时期，海进可能更快。这个面将比伴有河流加积的斜面的起伏更低。

八、结 束 语

这里讨论的模型为沉积盆地地质观察系统化提供了一种方法。地层分布模式和岩相与全球海平面浮动间的总体依存关系，使得有可能进行区域性及全球性地层对比。全球海平面浮动，导致一个与全球海面降落拐点伴生的、以不整合为界的、可以预测的一系列层序。每个层序由一系列与海平面曲线特定段伴生的体系域组成。最后，每个体系域由一个或多个沉积体系组成，当局部沉降、沉积物供应和地文条件与此模型结合时，可以预测其中的岩相。

（徐怀大译）

参 考 文 献

Chitchob, S., and Cowley, J. E., 1973, Bhumibol Reservoir—Sediment status after eight years of operation: International Association for Hydraulic Research, Proceedings, International Symposium on River Mechanics, 9–12 January, 1973, p. A4–1 to A4–11.

Eakin, H. M., and Brown, C. B., 1939, Silting of reservoirs: U.S. Department of Agriculture Technical Bulletin 524, 168 p.

Gary, M., McAfee, R., Jr., and Wolf, C. L., 1974, Glossary of Geology, Washington, D.C., American Geological Institute, 805 p.

Gilbert, G. K., 1917, Hydraulic-mining debris in the Sierra Nevada:

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

U. S. Geological Survey Professional Paper 105, 154 p.
KUIPER, E., 1965, Water resources development; Planning, engineering and economics: Butterworths, Washington D.C. 471 p.
LANE, E. W., 1955, Design of stable channels: American Society of Civil Engineering, Proceedings, v. 81, paper 795, p. 1–17.
LEOPOLD, L. B., AND BULL, W. B., 1979, Base level, aggradation, and grade: American Philosophical Society, Proceedings, v. 123, no. 3, p. 168–202.
LEOPOLD, L. B., WOLMAN, M. G., AND MILLER, J. P., 1964, Fluvial processes in geomorphology: W. H. Freeman and Company, San Francisco, California, 522 p.
MACKIN, J. H., 1948, Concept of the graded river: Geological Society of American Bulletin, v. 59, p. 463–512.
MITCHUM, R. M., 1985, Seismic stratigraphic expression of submarine fans: American Association of Petroleum Geologists Memoir 39, Tulsa, Oklahoma, p. 117–136.
RUBEY, W. W., 1952, Geology and mineral resources of the Hardin and Brussels quadrangles (in Illinois): U.S. Geological Survey Professional Paper 218, 179 p.
SHULITS, S., 1941, Rational equation of riverbed profile: American Geophysical Union, Transactions, v. 22, p. 622–630.
SIMONS, D. B., AND SENTURK, F., 1977, Sediment transport technology: Water Resources Publications, Fort Collins, Colorado, p. 750–754.
STRAHLER, A. N., 1952, Dynamic basis for geomorphology: Geological Society of America Bulletin, v. 63, p. 923–928.
TWIDALE, C. R., 1976, Analysis of landforms: John Wiley and Sons, Sydney, Australasia Proprietary Ltd., p. 237–244.
VAIL, P. R., MITCHUM, R. M., Jr., TODD, R. G., WIDMIER, J. M., THOMPSON, S., III, SANGREE, J. B., BUBB, J. N., AND HATLELID, W. G., 1977, Seismic stratigraphy and global changes of sea level, *in* Clayton, C. E., ed., Seismic stratigraphy—Applications to Hydrocarbon Exporation: American Association of Petroleum Geologists Memoir 26, Tulsa, Oklahoma p. 49–212.
———, AND TODD, R. G., 1981, North Sea Jurassic unconformities, chronostratigraphy and sea-level changes from seismic stratigraphy: Petroleum Geology of the Continental Shelf of Northwest Europe, Proceedings, p. 216–235.
YATSU, E., 1955, On the longitudinal profile of the graded river: American Geophysical Union, Transactions, v. 36, p. 655–663.

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

第九篇　碳酸盐岩层序地层学

J. F. Sarg

摘要　经解释碳酸盐岩的产率、台地和（或）滩的发育及其相分布的主要控制因素，是叠置在长期构造变化上的短期海平面变化造成的（即海平面的相对升降变化）。与海平面高水位相伴生的碳酸盐台地，以相对厚的加积到前积的几何形态为特征。其底部以海进单元顶面为界，顶部是层序边界。高水位碳酸盐台地可分为并进（keep—up）和追补（catch—up）两种不同类型。(1) 并进高水位碳酸盐台地解释为具有相对快的沉积速率，能够与海平面的周期性上升保持一致。在台地边缘，并进碳酸盐岩以富砂、贫泥的岩相和没有广泛发育的海底胶结作用为特征。在台地和滩边缘，或是台地的某些地方，并进碳酸盐台地呈丘型和斜交型地层结构；(2) 追补高水位碳酸盐台地，代表着相对慢的沉积速率，它以富含泥晶的准层序和在台地边缘普遍发育早期海底胶结作用为特征。追补碳酸盐岩在台地和（或）滩的边缘还表现出“S”型的沉积特征。

在Ⅰ型层序边界形成时，台地和（或）滩边缘的沉降速率小于全球海平面下降速率，因而出现两种重要作用：(1) 局部到区域性的斜坡前缘侵蚀；(2) 陆架出露地表和区域性淡水透镜体(meteoric lens) 向海方向的大规模迁移。在大规模Ⅰ型层序边界处，海平面下降 75m 到 100m，甚至更大，且下降的持续时间亦较长。在这种情况下，淡水透镜体会很长时间地作用于陆架，并且它的影响延伸到地下。如果具有足够大的降雨量和不稳定矿物颗粒构成的可渗透层段时，下伏高水位碳酸盐岩台地的浅部将发生显著的溶蚀作用，并且在剖面的较深部位或下倾方向，出现地下水胶结沉淀物。在小规模Ⅰ型层序边界处，海平面下降幅度小于 100m，且下降的持续时间亦较短。此时，淡水透镜体建立的比较小，保存于陆架浅处，溶蚀作用不广泛。混合白云岩化作用和超盐度浓缩白云岩化作用，可能是高水位后期的重要作用，并延续至上述大、小两种规模的Ⅰ型层序边界的形成。对于Ⅱ型层序边界而言，海平面下降速率小于台地和滩边缘的沉降速率，只有台地的潮缘区和外台地的浅滩区的地层出露地表。淡水的影响主要集中在台内区。

在海平面低水位期，可识别出三种类型的碳酸盐岩沉积：(1) 来自陆坡侵蚀的异地沉积物（如碎屑席和异地砂）；(2) 低水位期沉积于Ⅰ型边界上的陆坡上部的自生碳酸盐岩楔；(3) 沉积于Ⅱ型层序边界上的台地和滩边缘楔。此外，当具有一定的气候和水文条件时（如蒸发量超过补给和盆地受局限时），在Ⅰ型或Ⅱ型层序边界上均可能伴生蒸发盐岩低水位楔。在蒸发岩低水位楔沉积时，在伴生的高水位台地中，会出现超盐度白云岩化作用、蒸发岩的交代作用和溶解作用。硅质碎屑低水位沉积将出现在上倾方向有物源供应的地方。

一、引言和背景

浅海碳酸盐岩沉积以相对厚的加积和前积沉积形式出现在温暖的热带地区，它可以环绕在盆地周缘，或成为盆内的孤立台地（Wilson，1975）。盆地边缘沉积可以以宽阔的区域性台地或缓坡样式出现，或者以相对高角度（5°）的前积滩沉积样式出现。这些特征，通常在地震剖面上能够识别出来。在碳酸盐岩台地沉积厚度用地震方法可以分辨的地方，利用地震剖面就可预测沉积相。在台地沉积较薄和接近于地震分辨力的地方，测井、岩芯解释结合地震解释和地震模型，也可以进行沉积相预测。

碳酸盐岩相和层序解释的步骤包括：

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

(1) 弄清碳酸盐岩沉积的区域盆地背景与时代关系；

(2) 划分层序和通过编制沉积体外部几何形态图（运用地震测线网进行地震层序分析），圈定相的分布范围；

(3) 圈定层序内的岩相，根据反射结构、振幅和连续性（地震相），结合测井资料和岩芯描述，预测岩相分布。

本文提出了利用岩石、地震和测井资料识别和圈定浅海碳酸盐岩层序和伴生的岩相的标志。一个层序是一套相对整一的、连续的、成因上有联系的以不整合面或与之可对比的整合面为界的地层（Mitchum，1977）。不整合面是分隔新老岩层的界面，沿着界面有陆上削蚀（在某些地方有可以对比的海底侵蚀）和出露地表的明显沉积间断证据。作者提出了一个预测浅海碳酸盐岩沉积环境和相的模式，这个模式得到来自从奥陶纪到全新世不同时代的地层以及不同的沉积环境，包括坡度小于5°的区域性台地或缓坡，前积斜坡在5°—35°之间的前积滩和孤立台地的实例的支持。本文还提供了关于碳酸盐台地的几何形态和碳酸盐岩层序中相带特征的背景情况。本文中未讨论深海白垩沉积。

二、层序地层学

在碳酸盐岩中，四个主要变量控制着地层分布模式的变化和岩相分布，它们是（1）构造沉降，它产生了沉积物的沉积空间；（2）全球海平面升降变化，我们认为它是控制地层分布模式和岩相分布的主要控制因素（Vail and Todd，1981）；（3）沉积物的多少，它控制古水深；（4）气候，它是控制沉积物类型的主要因素，其中降雨量和温度对碳酸盐岩、蒸发岩的分布、对于硅质碎屑沉积的类型和数量是相当重要的。

全球海平面升降变化与构造沉降的结合产生了海平面的相对变化（图9–1）。在图9–1中，由于构造沉降相对于海平面的变化要缓慢得多，因而用线性关系曲线表示。海平面的相对变化形成沉积物的可容纳空间。沉积的厚度主要受构造沉降作用控制。沉积地层的分布模式和岩相分布则受控于海平面相对变化速率。这一点表现为相对海平面曲线斜率的变化，它主要受全球海平面升降控制（图9–1）。

层序由三部分或三个体系域组成，一个体系域是一系列同时期沉积的沉积体系（即岩相的三维组合，Brown and Fisher，1977）。这里的体系域是根据界面类型，地层的几何形态和在层序内的位置定义的。正如图9–1所示，体系域被解释为在海平面相对变化曲线中某一特定时间段内沉积的。一个层序被解释为在一个海平面变化周期从开始到结束间的沉积。该周期位于海平面曲线相邻下降翼拐点之间。

Vail and Todd（1981）在硅质碎屑岩层序中已经识别出两类不同的层序，即Ⅰ型层序和Ⅱ型层序（参见Van Wagoner等人，Posamentier and Vail，本卷）。同样，这两类层序在碳酸盐岩层序中也能识别。Ⅰ型层序的底部是Ⅰ型层序边界，它以台地出露和侵蚀，以及伴生的陆坡前缘的海底侵蚀，上覆地层的上超和海岸上超的下移为特征（图9–1）。海岸上超向盆地方向迁移，使得潮缘区岩层常常直接突然地覆盖在深水相的潮下带之上。由于碳酸盐岩台地在多数地区趋向于增生到海平面，这对于我们确定台地或滩边缘的碳酸盐岩层序边界是极其有用的。因此，Ⅰ型边界的成因可解释为海平面下降速率超过碳酸盐岩台地或滩边缘处的盆地沉降速度时形成的，在该位置上产生了海平面的相对下降。Ⅱ型层序边界（图9–1），以台内潮缘区和台地浅滩（shoal）区出露地表为标志。如图9–1所示，海岸上超的

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

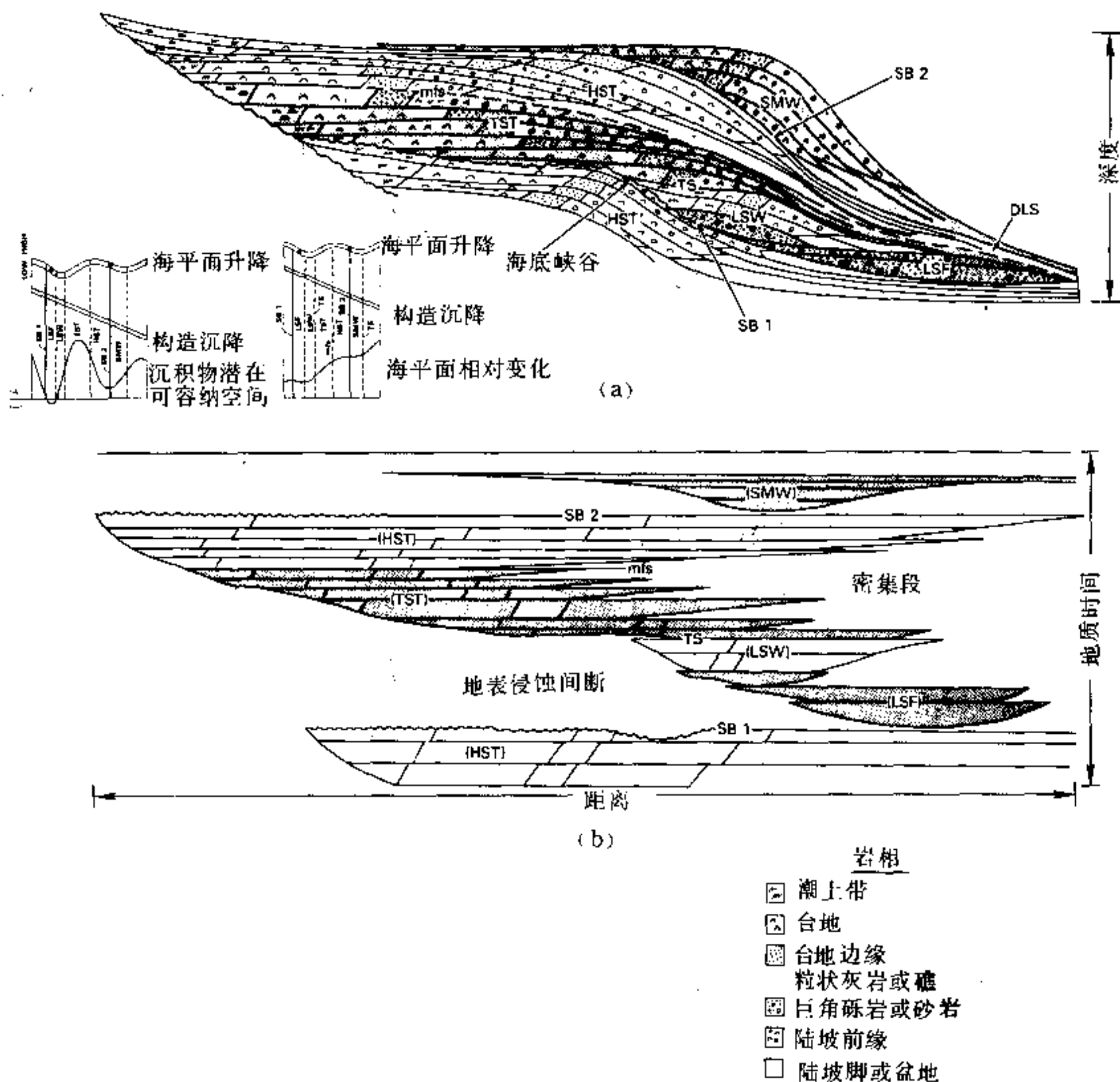


图 9-1 碳酸盐岩岩相在层序格架中的分布综合略图

地层分布模式受海平面相对变化速率的控制，其速率由海平面升降曲线的斜率表示。体系域是海平面变化曲线上某一特定段内沉积的。可以推断，在Ⅰ型层序边界形成时，较陡的台地边缘存在着广泛的斜坡前缘侵蚀。(被侵蚀的) 碎屑席和异地砂沉积在斜坡的趾部 (低水位扇—LSF) 和海底峡谷中。低水位楔 (LSW) 形滩和海进体系域上超在斜坡和古台地上。预计在低角度的缓坡和滩上，低水位楔和陆架边缘楔可能发育得更广泛更完善。因为那里有充分的地域可供浅水碳酸岩产生。一个重要的海侵面将 LSW 和 TST 分开，继最大海泛之后，高水位体系域加积并向盆地方向前积。最大海泛面将高水位体系域与海进体系域分开。SB—层序边界；SB1—Ⅰ型层序边界；SB2—Ⅱ型层序边界；DLS—下超面；mfs—最大海泛面；TS—海侵面 (在最大海退之后的第一次海泛面；HST—高水位体系域；TST—海进体系域；LST—低水位体系域；LSF—低水位期扇；LSW—低水位期楔形体；SMW—陆架边缘楔状体系域

向下迁移出现在下伏潮缘区的向海方向。如果台地向上增生到海平面处，那么这种向下迁移就可能出现在先前的台地或滩边缘的某一位置处。潮缘成因的上覆地层的上超，出现在没有

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

增生到海平面的台地内低洼处和台地或滩的边缘处。关于Ⅱ型层序边界的成因，解释为海平面下降速率小于或等于台地或滩边缘区的沉降速率造成的。

图 9—1 中表示出海平面相对变化与体系域之间在时间和深度上的相互关系。每种体系域都可根据露头、测井和地震资料中可以观察的标志识别出来。体系域有四种类型：即低水位体系域、陆架边缘体系域、海进体系域和高水位体系域（Van Wagoner 等，Posamentier and Vail，本卷）。低水位体系域沉积于先前台地和滩边缘的向盆地方向，并盖在Ⅰ型层序边界上。低水位体系域除了充填在陆架上的下切河谷内之外，总是在先前的台地或滩边缘处或它的附近向外叠覆出去。陆架边缘体系域是上覆在Ⅱ型层序边界之上和叠覆在先前台地和滩边缘之上向陆地方向的一个前积和加积楔沉积体。它的下部边界是一个整一的层序界面，上部边界为海侵面，在它尖灭处的向陆地方向存在一个不整合面（图 9—1）。

海进体系域由一套后退的或退积的地层组成。它们朝陆架方向增厚，直至因底面上超而减薄为止。通常由于沉积物补给不足，致使向上的沉积单元逐渐变薄。因此，海进体系域向盆地方向和向上变薄，在其顶部形成一个密集段。密集段由极缓慢沉积的薄层半深海到深海相沉积物组成（参见 Loutit 等，本书）。位于海进体系域底部的界面是海侵面或首次海泛面，该面之下是低水位体系域或陆架边缘体系域。在低水位体系域向陆方向尖灭的地方，海进体系域底界面与层序边界不整合面重合。

高水位体系域（图 9—1）是一个层序的终结，它覆盖在海进体系域之上，呈“S”型到斜交型的沉积单元。其底面是与密集段伴生的下超面，也称为最大海泛面，在内陆架上变为整合面。高水位体系域上部是Ⅰ型或Ⅱ型层序边界。

三、沉积剖面和相带

1.沉积背景

根据在盆地中的位置（如围绕盆地边缘或随意在盆地内任何地方）和地层剖面的坡度，可以把碳酸盐台地和滩边缘剖面分为三种类型。一是附在盆地边缘的区域性碳酸盐台地和缓坡剖面，其沉积的坡度小于 5°。二是镶在盆地边缘的区域性前积台地和滩剖面，其前缘斜坡的坡度为 5°—35°。三是浅海台地或孤立台地剖面（图 9—2）。这些剖面类型的每一种都可以在地震剖面中识别（图 9—3），并且其内部地震相特征有助于预测它们的发育历史和确定它们的地质相。

1）区域性台地和缓坡剖面

区域性缓坡的沉积厚度变化很大，从几米到几百米，其生长模式可以从加积到进积。碳酸盐岩缓坡从正地形区建设出去，并顺着平缓的古缓坡而下，斜坡上没有明显的坡折，相带宽缓，不规则（Wilson 1975）。在地震剖面上，缓坡剖面表现为低角度的“S”型或叠瓦状前积结构（图 9—3（a））。碳酸盐岩台地以大致水平的顶建筑上去，在某些情况下可有较陡的边缘。台地和缓坡的前积结构不明显，在台地和缓坡薄、不足以从地震上分辨的地方，台地和缓坡的识别是困难的。所以充分利用测井和岩芯资料对层序格架综合分析显得尤为重要。

2）区域性前积滩和台地剖面

区域性前积滩和台地以具有前缘斜坡的前积模式为特征。前缘斜坡的坡度变化向上从 5°—35°（图 9—3（b））。前积滩的厚度从几米到数百米，前积距离可达许多公里。它们呈“S”型、“S”型—斜交型和斜交型前积模式。层序内的一种常见演化方式是从缓坡或低角度

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

"S"型前积到斜交型前积。这可能是高水位结束时海平面下降引起的。

3）浅海孤立台地剖面

浅海孤立台地作为一种大型、较厚的复合建造，在远离区域性盆地边缘缓坡或台地处出现。巴哈马晚第三纪和中新世 Terumbu 台地（图 9–3（c））就是这样的例子。拉张盆地中的地垒式断块常常诱发孤立台地的发育。这些断块可以作为沉积浅海碳酸盐岩的场所，而泥质深水沉积物局限在地堑内。孤立台地通常具有陡峭的边缘，那里可能是台地的面临开阔海洋的一侧（Terumbu 台地，Rudoph 和 Lehmann，1987）。

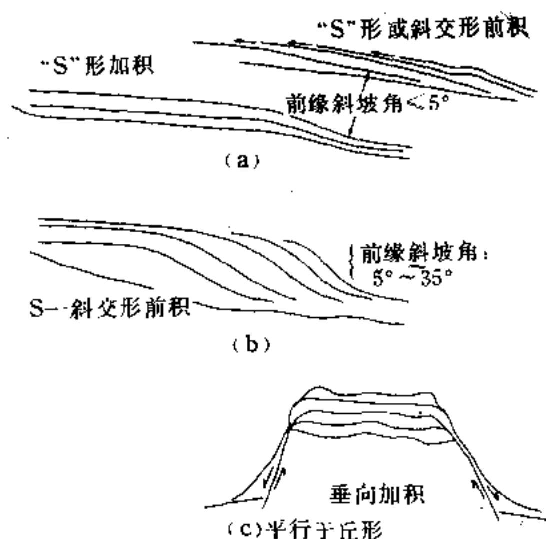


图 9–2　不同碳酸盐岩沉积剖面示意图

(a) 区域性台地和缓坡（前缘斜坡角≤5°），表现为"S"型或斜交型前积；(b) 区域性前积滩（前缘斜坡角：5°—30°）；(c)孤立台地，主要表现为垂向加积，伴有陡峭边缘

2.相带

每一类剖面都有一套特征性的相带。因为大多数碳酸盐沉积物来源于盆地内沉积作用，并且绝大部分又是有机成因的，相带的分布对于水深、水的化学性质和水循环的变化特别敏感。图 9–4 给出了从陆架到盆地的代表性碳酸盐岩沉积剖面，在该剖面中可看到已经证实的典型相带分布。相带在宽度和均一程度上是变化的。在陆架狭窄、

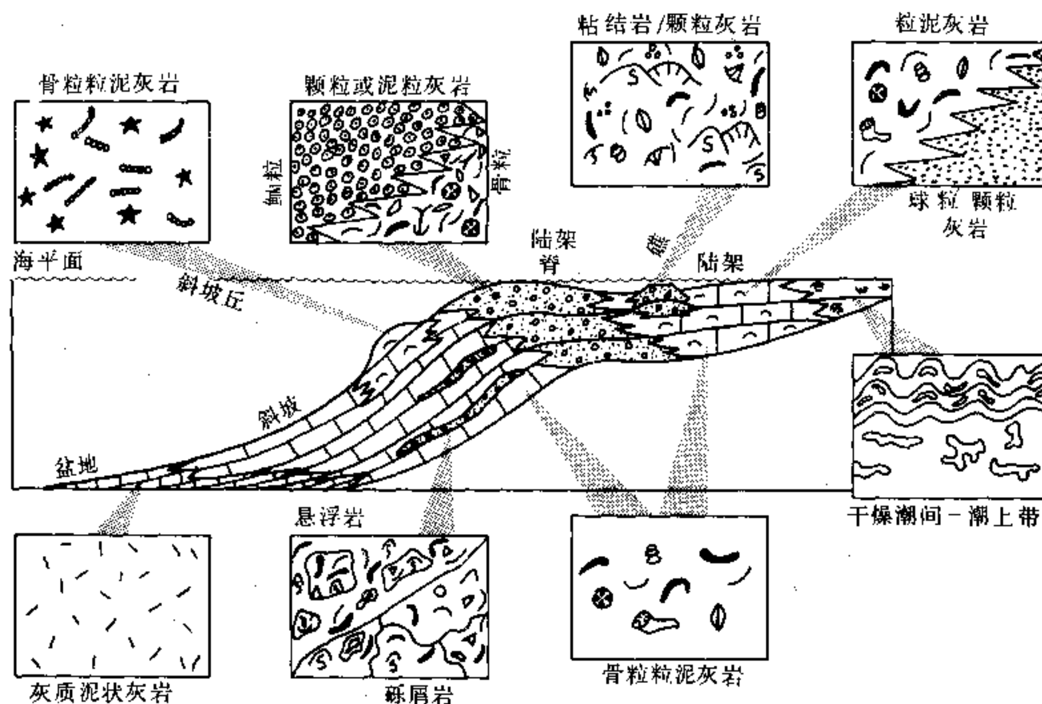


图 9–4　碳酸盐岩台地或滩的相带和典型结构类型示意图

采用 Dunham（1962）和 Embry 及 Klovan（1971）的分类

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

陆架边缘陡峭的地方，相带分布较窄且更规则。在台地和滩边缘低、陆架区宽的地方，相带较宽而且比较复杂。从海岸区到盆地，识别出如下几种相带：**潮上—潮间坪相、浅海陆架相、台地或滩边缘相、前缘斜坡相和盆地相。**

1）潮上—潮间坪相

潮坪相通常作为一种向上变浅的规模较小的潮下带到潮上带的沉积旋回或准层序方式产出。根据 Van Wagoner 等（本卷）的定义，准层序是一套整一的成因上相联系的岩层或岩层组，它们以海泛面或与之可对比的面为界。准层序的厚度可以是几米到大于 30m，沉积持续时间从零到一百万年或小于一百万年，它们是可识别的最小它生或自生旋回式沉积层序。关于现代和古代的潮汐，前人已有许多描述（参见 Shinn 等"巴哈马潮坪"；Evans 等，1969，"关于波斯湾"；Wilson 1975；Anderson 等，1984；Shinn，1983，"关于潮坪特征的综述"）。

潮汐岩（Tidalite）由三个基本沉积环境构成：潮上带、潮间带和潮下带。潮上带亚相具有泥裂、由泥或砂级颗粒组成的风暴成因纹层、藻纹层、窗格状和鸟眼构造以及内碎屑层等特征，其中藻纹层可一直延伸到潮间亚相。潮上环境出现在正常涨潮线以上或平均高潮线以上，大多数时间出露地表。潮间亚相通常是富含泥质和具有潮汐水道的复合体。在潮汐水道中一般含有内碎屑和碳酸盐岩屑的底部滞留沉积，其上为具有潜穴骨粒泥粒灰岩覆盖。潮间沉积环境位于正常高潮线和低潮线之间。临近潮坪的潮下亚相通常由球粒状泥灰岩和粒泥灰岩组成，缺乏原始沉积构造。在蒸发的气候条件下，潮间和潮上亚相内产有置换的瘤状和簇状石膏。

2）浅海陆架相

该相带通常由潮下骨粒泥灰岩、粒泥灰岩至豆粒或骨粒泥粒灰岩和砂粒灰岩构成的向上变浅的准层序组成。如果存在正常海水，该相带动、植物群发育，包括珊瑚、软体动物、腕足动物、海绵类、节肢动物、棘皮动物、有孔虫及藻类等。生物扰动普遍。该相带环境出现在潮坪向海方向。水深较浅，最多 10m 到 20m。盐度从正常到中等盐度，水体循环程度从低到中等偏高。主要取决于台地边缘对潮汐和潮流的阻尼和限制程度。当陆架受限时，则可能形成广泛的蒸发盐泻湖，并以被石膏或硬石膏所盖的泥质支撑灰岩构成的向上咸化(brining—upword）的准层序为特征（如 Sarg 1981；Bein and Land，1983)。

陆架、台地内部和潮汐相的地震相特征通常呈席状和楔形单元，内部反射整一，并在底部显示上超。反射波的连续性和振幅的强弱随岩性而异，在以碳酸盐岩为主的相域中，表现为差的连续性和弱的振幅（图 9–3（a）、（b），图 9–5）。而在碎屑岩或蒸发岩与碳酸盐岩混合的相域中，则表现为好的连续性和强振幅。陆架上可能含有丘形地震几何形态的局部碳酸盐岩隆。这些丘形体底部表现为下超，顶部表现为整一或削截。更隐蔽的低凸起的丘形体可根据地震反射在进入岩隆带加厚加以证实。上覆单元为披盖或上超。反射的振幅和连续性从块状成层或礁型岩隆的弱振幅和差连续性到成层性良好的碳酸盐岩砂滩中的强振幅和好连续性（参见 Bubb and Hatlelid，1977；本文中的例子，图 9–5，图 9–6（见书后彩图））。

3）台地或滩边缘相

台地或滩边缘相由岩相复合体组成，其组成取决于可供利用的有机物类型和水体条件。这个复合体包含了有浅滩骨粒或非骨粒的砂粒灰岩和泥粒灰岩及生物或胶结物粘结岩礁。滩边缘准层序常盖以分布广泛的可对比的暴露面。在很多情况下，单个准层序的识别比较困难(参见 Wendte and Stoakes，1982，关于加拿大泥盆系的例子)。这是因为垂向叠加的碳酸盐岩砂体是在活跃的高能量的波浪和海流机制下沉积的。滩缘相通常含有小到中型的槽状交错

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

1km

2.4
2.6
2.8
3.0
3.2
3.4

(B)

图 9-5　加里曼丹岛浅海 Natuna 油田 Terumbu 碳酸盐岩台地（中—晚全新世）

地震剖面上显示 15.5Ma（测线西南端）13.8Ma（测线东北端）上的广泛斜坡前缘侵蚀的丘型高水位的几何形态及 10.5Ma 的层序边界。一个高凸起的丘型带环绕着台地

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

层和海底硬地。生物岩礁（bioherm）含有生物或胶结物粘结岩的块状礁体和斑礁体。其间隙由灰质泥灰岩和（或者）生物骨粒状灰岩和泥粒灰岩充填。此相带沉积水深从海平面起到水下 50m 处，在某些地方还可以构筑成小型的潮上岛，其展布可达几公里。

台地或滩边缘的地震相表现可以呈丘型（图 9–3（c），图 9–5，图 9–6），具有不同程度的斜坡坡折（图 9–3（a），图 9–5，图 9–6（见书后彩图）），一系列的顶超反射旋回（图 9–3（b），图 9–6），或是这二者的某种结合（图 9–3（c），图 9–6）。台地或滩边缘相向陆架方向渐变为陆架相；向盆地方向过渡为前缘斜坡相。

4）前缘斜坡相

前缘斜坡带位于台地或滩边缘坡折向海方向的斜坡面上，如朝海方向建立起来的缓坡或前积滩。沉积斜坡坡度可达 35° 或者更陡。水深可从几百米到 1000m 以上。岩相由伴有巨型滑塌的成层灰质泥灰岩和透镜状或楔形的碳酸盐岩屑或生物碎屑钙质砂组成，所有这些沉积物都作为邻近滩或斜坡外面的碎屑层（debris shed）沉积下来。此外，硅质碎屑物可作为碳酸盐岩的夹层出现（图 9–3（b））。

该相带中准层序的发育不明显。它们表现为碳酸盐岩（海进）与页岩（海退）层偶（参见 Stoakes，1980）或者通过灰泥与异地碎屑砂层偶（这些层偶被海底硬地所覆盖）来识别。斜坡下部可能出现岩隆，岩性变化可以从富粒到富泥。前者以二叠盆地的 Strawn 岩隆为例（图 9–3），后者则以密执安州志留纪塔礁和新墨西哥的密西西比纪 Waulsortian 丘为例。

在地震剖面上，前缘斜坡相以下超反射为特征。该下超反射角从低角度（<5°；图 9–3（a），（b））至中等角度（5°—12°，图 9–3（b），图 9–6）到高角度（>12°，图 9–3（c），图 9–5）间变化。前缘斜坡反射层由指状交互的前缘斜坡碎屑和泥质碳酸盐岩构成，它们的振幅和连续性可以变化，这些变化取决于上述两种岩相之间的波阻抗差。

5）盆底相

该相的岩石成分依水的循环程度和水深而变。对于深达 100m、水体含盐度正常，含氧丰富和循环良好的盆地环境，岩性通常以潜穴化骨屑粒泥灰岩，含有一些泥粒灰岩为特征，富硅质碎屑层与灰岩呈夹层产生。该相带生物群种属多样，有些地方，生物群的丰度较高，包括有腕足动物、珊瑚、头足类和棘皮动物。在较深（几百米）或局限盆地以贫氧、水静为特征，岩性以黑色薄层和通常是纹层状的灰质泥灰岩为主要结构类型。燧石常见。生物群包含海绵骨针而主要是远洋浮游生物。如 Calpionelids，颗石藻、放射虫和硅藻。如果盆地非常局限，就会出现盐度成层现象，盆地碳酸盐岩中可能含有准同生石膏和硬石膏。

碳酸盐岩盆地环境在高水位期一般是非补偿的。向盆地方向倾斜的前缘斜坡沉积单元在斜坡的趾部急剧减薄。图 9–3（b）（c），图 9–5 及图 9–6 显示了这种变化特征。在低水位期，局限盆地沉积表现为上超的沉积单元，并由硅质碎屑岩、蒸发岩或碳酸盐岩沉积物组成。以下几节将对这一部分作详细讨论。

四、碳酸盐产率和沉积的控制因素

控制碳酸盐岩层序的几何形态、岩相分布及早期成岩作用的最重要的控制因素有**海平面相对变化，沉积背景（盆地结构）和气候。**

1.海平面的相对变化

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

作者认为，对于碳酸盐产率、台地或滩的发育及其相应的岩相分布，其首要和根本的控制因素是海平面的相对变化。这种变化是构造变化速度（沉降或上升）与全球海平面变化的综合。综合结果产生**可容纳空间**（Posamentier 和 Vail，本书）代表着任何碳酸盐岩沉积的潜力。

碳酸盐岩沉积物或多或少是在沉积环境中原地生成的。碳酸盐岩沉积物大部分由生物产生，其中不少是光合作用的副产物（Schlager，1981）。因此，这种生成过程取决于光照程度，并随水深迅速减小。高碳酸盐产率局限在上部 50m 到 100m 的水柱中，因为该深度内悬浮着大量能进行光合作用的生物（Schlager，1981，据他人著作总结）。有意义的是，在 10m 水深内产率最高。而在 10—20m 内剧减（图 9—7）。浅海碳酸盐产率的这些狭窄深度限制，是碳酸盐岩产率能否与海平面变化保持同步的重要因素。

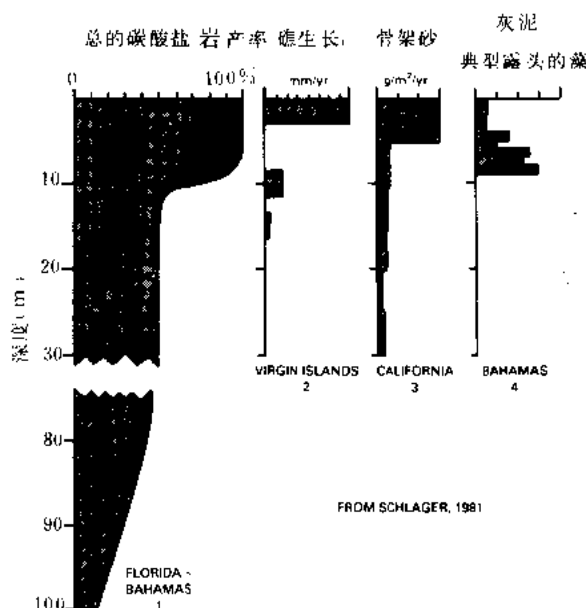


图 9-7　四个地区的碳酸盐产率与水深的关系

说明高的碳酸盐产率在浅水中，并在水深大约 10m 处急剧减小

全新世海平面上升期的碳酸盐礁沉积史说明了海平面变化对碳酸盐岩产率的影响，尽管全新世造礁珊瑚生长速率可能超过海平面上升速率一个数量级（10^4 到 10^5 对 10^3）。但它们生长的还是比较缓慢（Schlager，1981）。因为其垂向生长是受海平面相对上升的限制的总体质量平衡（total mass balance）的函数。它们的最大生长速率为 12000—15000μm／a（Macintyre 等，1977），已经超出了最快的海平面上升即全新世的 8000μm／a。虽然如此，全新世早期大量发育的礁和台地并没有与海平面上升保持同步，而是被淹没（如 Campeche 滩）或被迫沿着它们朝海的边缘退出（如巴哈马滩，Caribbean 台地；Schlager，1981）。

礁的生长和大多数碳酸盐岩的生产容易受环境变化的干扰。在全新世海进早期，沉积速率较低可能归因于来自浅台地顶部泻湖中的稍超盐度的水或贫养分水的滩外或台地外水流（Adey 等，1977；Lighty 等，1978）或归因于水体变深、降低了生长速率（图 9-7），或归因于早期碳酸盐岩产率较低（Schlager 1981）。因此，实际的长期沉积速率可能是下面几种因素的函数：海平面相对变化时期水体性质的变化（即盐度、营养程度、温度和含氧量），任一层序沉积期间产生的可容纳空间（即海平面变化加沉降）的变化速度。

古代碳酸盐岩台地或滩的长期沉积速率远小于全新世的沉积速率（图 9-8，表 9-1）。古代碳酸盐岩沉积速率的变化范围从 13μm／a（密执安志留系）到 365μm／a（德克萨斯州米德兰盆地的 Lower Clear Fork 碳酸盐岩）。全新世的生长速度从晚全新世海平面上升时期对鲕滩和潮汐沉积的 500—1100μm／a（500μm／a，Schlager 1981，据他人归纳）到某些礁体的超过 10000μm／a。根据沿巴哈马滩边缘全新世的最厚沉积为 12m 计算（Hime 等，1981），这个滩的沉积速率为 1200μm／a。然而，当人们考虑到他们是根据很短的时

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

表 9-1　碳酸盐岩高水位体系域与它们在陆架边缘的沉积速率

层　　序	平均厚度 (m)	年龄近似值 (Ma)	速率 (μm / a)
Ellenburger，西德克萨斯[1]	396	早奥陶 478—505	15
塔礁，密执安[2]	180	志留 415—429	13
下 Keg River 礁台地[3]	150	泥盆 378—389	14
Pillara 灰岩，Canning 盆地[4] 澳大利亚		泥盆 (Frasnian)	30
Wichita，西德克萨斯[5]	550	二叠 268—279	50
Capitan 礁，新墨西哥[5,6]	500	二叠 (245) 248—254	55—83
Grayburg 组，西德克萨斯[7]	160	二叠 255—256	160
Smackover 灰岩，阿肯色	335	侏罗 144—148	83
下、中 San Andres，新墨西哥[7]	280	二叠 257—258	280
上 San Adres，新墨西哥[7]	180	二叠	180
Swan Hill，加拿大[8]		泥盆 374—375	122
Shuaiba，中东[9]	155	白垩 109—110	155
Haynesville，东德克萨斯	190	侏罗 136—138	95
下 Clear Fork，米德兰盆地	365	二叠 265—266	365
Terumbu 灰岩[10]		上中新世	
5.5Ma	158	0.8	197
6.3Ma	442	5.2	85
10.5Ma	561	3.3	170
13.8Ma	134	1.7	80
15.5Ma	286	1.0	286
巴哈马滩[11]	12	全新世 10，000 年	1200

①Loucks 和 Anderson，1980;

②Mesolella 等，1974; Sarg，1982;

③Schmidt 等，1980;

④Schlager，1981，据 Playford 和 Lowry，1966;

⑤Silver 和 Todd，1969;

⑥King，1948; Silver 和 Todd，1969;

⑦Sarg 和 Lehmann，1986;

⑧Wendte，个人通讯;

⑨Lehmann，个人通讯;

⑩Rudolph 和 Lehmann，1987;

⑪Hine 等，1981.

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

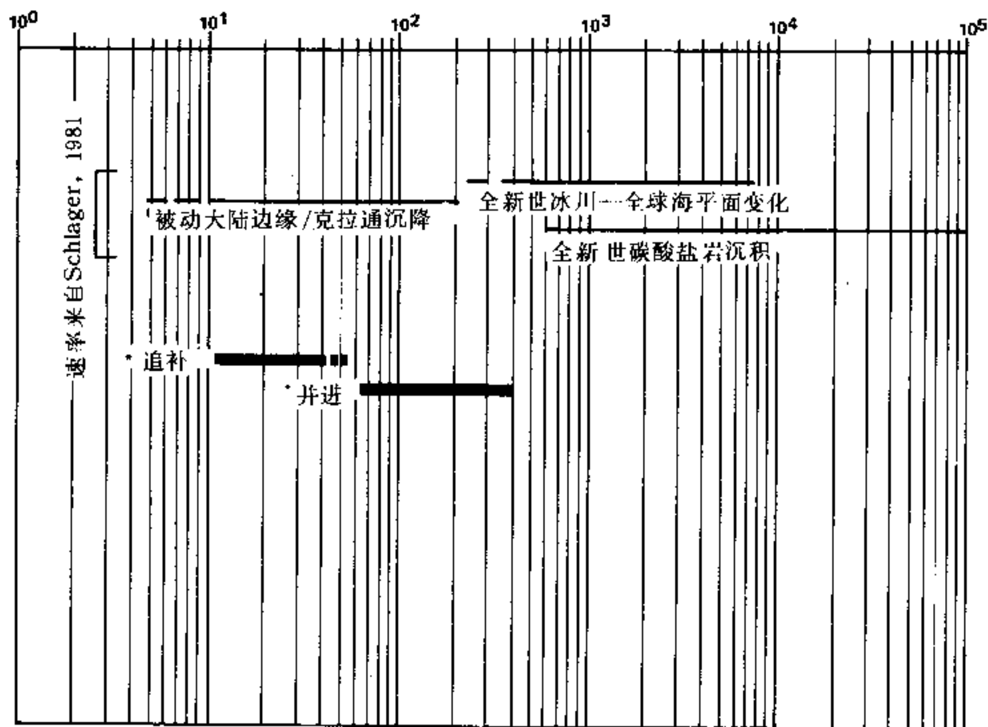


图 9–8　并进（keep—up）和追补（catch—up）沉积速率与构造运动和冰川—全球海平面变化速率的对比

追补碳酸盐岩的沉积速率明显低于并进沉积速率。二者均受到可容纳空间（即沉降加全球海面变化）的限制，和水体条件的变化一起，可容纳空间的变化明显是碳酸盐岩沉积的主要控制因素，以所测得的全新世沉积速度表示的潜在的碳酸盐岩沉积速率，大于沉降速率，并等于或大于冰川—全球海平面变化速率

间跨度（10000a）计算的，它们不包括埋藏压实作用，不包括准层序间的沉积间断或长期的海平面静止，以及它们可能相当于许多古代层序的可能比较低的可容纳空间能力，这个全新世沉积速率并不是非常高的。

2.沉积背景

影响碳酸盐岩层序几何形态的另一个关键因素是盆地结构。非局限性盆地具有正常的、循环良好的水体，为大量的原地生物群繁盛提供了合适的生态环境，其碳酸盐岩发育潜力与局限性盆地明显不同。盐度高、含氧量低的盆地只有特异化的或少量的生物群落。海底斜坡的突然转折，例如沿着裂谷盆地边缘或孤立台地边缘，可能把礁或碳酸盐岩砂浅滩的发育局限于某些局部地带。邻近这些浅滩区将发育具有突然的侧向相变的明显线性相带（图 9–4）。

由于加积和进积作用，随之会发育台地或滩边缘相，其所得几何形态是参与的原地生物生长特征（如抗浪礁，疏松的沙滩）和水深的函数。在低到中等沉降速率，浅到中等深度（100—600m）的盆地中前积作用最常见。面临海的边缘则以加积作用为主（如巴哈马的上第三系和 Terumbu 台地，图 9–3（c），图 9–5）。相反，在逐渐变深、没有任何坡折的海底

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

背景下，发育比较宽的、难于区分的相带（如克拉通背景）。

3.气候

控制碳酸盐岩相发育的第三种非常重要的因素是气候。当气候干燥时，有利于蒸发盐岩沉积。蒸发盐岩可以和充填于陆架上的盆地、泻湖中，和潮上带的潮坪（即萨巴哈沉积）内部的陆架碳酸盐岩伴生产出。在局限时期内，蒸发盐岩可充填于盆地区。气候还是早期沉积后成岩作用程度的重要控制因素，这些成岩作用常与海平面下降或低水位时期碳酸盐岩的暴露有关。次生岩溶孔隙的发育在程度和区域上变化相当大。这种变化不仅与暴露的时代和时间长短有关，而且也与降雨量的多少引起的干旱或潮湿有关。

因此人们假定，海平面的相对变化，对碳酸盐岩的产率和台地的生长有着强烈的控制作用，以下各节提出了一个反映台地或滩沉积特征的沉积层序模式。这个模式的应用和构成碳酸盐岩地层的沉积层序分类，说明碳酸盐岩相垂向叠置与平面展布是可预测的。

五、高水位体系域的特点

碳酸盐岩高水位体系域沉积于海平面相对高水位期，其下部是海进体系域的顶面（多数情况下是下超面）。上部是层序边界（图9−1）。高水位体系域以相对较厚的从加积到前积的几何形态为特征。它们形成宽阔的台地、缓坡和进积滩及其在浅海孤立台地上的对应沉积体。经解释，它们是全球海平面上升的晚期、全球海平面静止期和全球海平面下降早期沉积

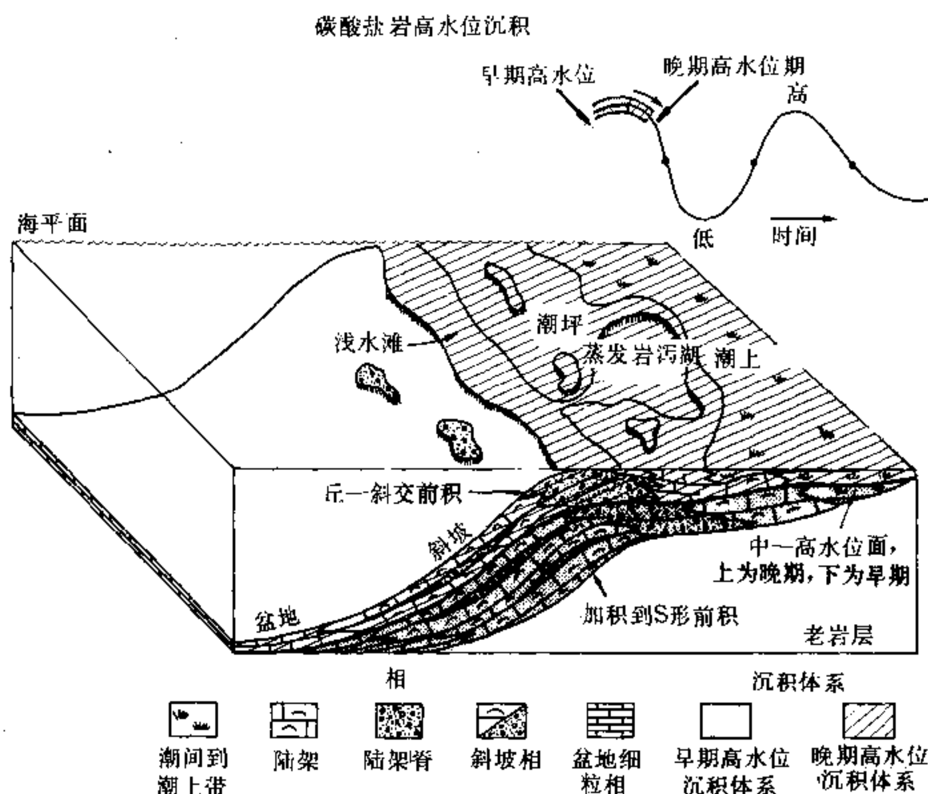


图9−9　与高水位早、晚期伴生的沉积几何形态立体图解

高水位早期沉积表现为加积到“S”型前积模式，高水位晚期沉积表现为丘形到斜交型前积。高水位体系域可以其中任一沉积模式占优势

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

的（Jervey，本卷；Posamentier and Vail，本卷）。

碳酸盐岩高水位体系域一般具有早、晚阶段的差异，反映了高水位早、晚期可容纳空间和与之相关的水体性质的变化。高水位早期，可容纳空间相对增加较快，使得碳酸盐岩产率不高，结果沉积作用缓慢，在陆架区只有加积沉积作用（Jervey，本卷），在地震剖面上呈"S"型反射特征（图 9–3，图 9–6）。高水位晚期，全球海平面开始下降，陆架上可容纳空间增加的速率减小（图 9–1，图 9–9）。陆架上的水体变得更稳定和循环更好，结果形成较高的碳酸盐岩产率。

滩或台地边缘的丘型加积到斜交前积是高水位晚期的特点。在二叠盆地的 Leonard 地层（中二叠统）中，这个特点相当明显（图 9–3，图 9–10（见书后彩图））。一个早期主要由碳酸盐岩构成的"S"型地层模式，继之以碳酸盐岩和砂岩混合物构成的斜交前积模式。高水位碳酸盐岩体系域显然经历了两个完全不同的沉积历史。其特点是台地边缘相的微晶灰岩含量和（或者）海底胶结物含量明显不同，这种现象与沉积速率有关（图 9–8）。本文修正了 Kendall and Schlager（1981）提出的术语，将这两种沉积类型分别称为**追补型**（Catch—up）和**并进型**（Keep—up）碳酸盐岩体系。尽管它们可能代表碳酸盐岩对海平面上升的一系列响应中的两个端员成分，但绝大多数碳酸盐岩高水位体系域都具有二者之一的特点。每一类型的碳酸盐岩沉积作用在露头和在可分辨的地震剖面上造成了全然不同的沉积剖面。

1.并进碳酸盐岩体系

并进碳酸盐岩体系域表现出相对快的沉积速率（参见图 9–8 中所示速率），能够与海平面相对上升保持一致，**并进**碳酸盐岩的特点是在台地边缘沉积中早期海底胶结物含量少，并且常以富粒、贫泥的准层序为主。

在台地或滩边缘及台地内某些地方，**并进**碳酸盐岩体系域呈丘型或斜交型几何形态。在 Delaware 盆地的 Abo 和 San Andres 组高水位体系域中，大多数沉积体呈丘型前积滩（在上部边界顶超）（图 9–6，图 9–11）。San Andres 组下部的高水位体系域早、晚期两部分中仅含有局部发育的早期海底胶结物（Sarg 和 Lehmann，1986）。类似的沉积体系产于 San Andres 组上部（二叠纪，Guadalupian 期；图 9–11，见书后彩图）。在那里，碳酸盐岩与碎屑岩的混合沉积体系在多数的历史中主要呈斜交前积几何形态。滩边缘的球粒状和鲕粒状白云岩化粒状灰岩几乎不含早期海底胶结物（图 9–12，图 9–13）。

解释为**并进**沉积的两个其它例子分别得自加拿大西部的台地区和印度尼西亚的浅海区。加拿大西部上泥盆统（Frasnian）的高水位体系域在整个沉积历史中都呈丘型到斜交型几何形态。这些经过充分研究的礁（Walls 等人研究的 Golden Spike 礁，Wendte 等人研究的 Juddy Creek 礁）在岩隆边缘骨粒粒状灰岩相中，含有中等数量的早期海底胶结物。另外一例是印度尼西亚浅海 Terumbu 碳酸盐岩台地中新世中、晚期的层序（Rudolph 和 Lehmann，1987）。那里的中新世碳酸盐岩由四个高水位体系域组成。它们全都呈现丘形或叠瓦状几何形态（图 9–3（c），图 9–5），含有大量的浅水富颗粒相。在台地边缘和脊部沉积的颗粒岩、珊瑚—红藻粘结岩和珊瑚—红藻—棘皮动物粒泥灰岩中，很少有早期的海底胶结物（Rudolph and Lehmann，1987）。

2.追补碳酸盐岩体系

追补碳酸盐岩体系呈现相对缓慢的沉积速率（图 9–8 的缓慢速率）。这种响应可能是由于整个高水位期海水条件不变，不利于碳酸盐岩的快速产生，即贫氧水体、缺乏养料、高盐度和低水温度等。**追补**碳酸盐岩的特点是在台地边缘沉积中含有大量的早期海底胶结物，并

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

迭层藻球粒—印模—核形泥粒灰岩

球粒—包壳粒内碎屑白云岩化泥粒灰岩

球粒—印模白云岩化泥粒灰岩

蛹粒白云岩化颗粒灰岩

W 3.—0.6mile—1. SE—1.2mile—2. E

GRAYBURG 组

SAN ANDRES 组

CHERRY CANYON 组

晚期高水位富含颗粒

早期高水位富含微晶灰岩

低水位楔

中晚高水位

Ⅰ型不整合
1. 在上超岸边向盆迁移
2. 低水位楔沉积

三角洲前缘
峡谷充填
Cherry峡谷组

Ⅰ型不整合
1. 峡谷切痕
2. 海底扇
3. 斜坡扇

THE PERMIAN BASIN COMPLEX, TEXAS & NEW MEXICO

䗴科铸型的白云质粒泥灰岩

石英—球粒白云岩化泥粒灰岩

灰质骨粒泥粒灰岩

蛹粒—球粒白云岩化泥粒灰岩—颗粒灰岩

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

图 9-13　Last Chance 峡谷二叠系 Grayburg 组和 San Andres 组 Cherry Canyon 横剖面，显示了每个体系域的岩相和结构特征

图 9-12 显示了层序的高水位晚期部分，图 9-12（b）显示 Gray burg 组下部的上超低水位楔①石英—球粒状包壳颗粒白云质泥粒灰岩，窗格组构；②球粒—内碎屑白云质泥粒—颗粒灰岩，窗格组构、蒸发盐岩团块印模；③极细石英砂岩、槽状交错层，白色；④迭层石团粒—团块—核形石泥粒灰岩；⑤石英—印模—球粒泥粒灰岩；⑥石英—印模白云质泥粒灰岩；⑦石英—球粒白云质泥粒灰岩；⑧石英—白云质泥粒灰岩；⑨中 Xalline 白云岩；⑩石英纺锤虫质白云质泥粒灰岩；⑪石英—印模白云质泥粒灰岩；⑫纺锤虫质白云质粒泥灰岩；⑬球粒—石英—针状白云质泥粒—粒泥灰岩，骨粒包括：棘皮刺、海百合碎屑、纺锤虫、腕足类（石燕，Productids）；⑭团粒—石英针状白云质粒泥—泥状灰岩，骨粒包括：海绵骨针、棘皮刺、纺锤虫，腕足类；⑮石英—球粒白云质泥粒灰岩，骨粒稀少，包括：棘皮刺、纺锤虫、腕足类，海绵骨针；⑯石英—球粒白云质粒泥—泥粒灰岩，骨粒包括：棘皮刺、腕足类、海百合；⑰石英—球粒状白云质泥粒灰岩；⑱石英—球粒白云质粒泥灰岩，泥粒灰岩；⑲球粒—包壳、颗粒、颗粒灰岩；⑳球粒—包壳、颗粒、白云质颗粒灰岩；㉑石英—球粒白云质泥粒灰岩；㉒球粒—包壳、颗粒、泥粒—颗粒灰岩；㉓石英—球粒内碎屑白云质泥粒灰岩；㉔白云质石英粉砂岩、块状层理；㉕石英纺锤虫白云岩，厚层—块状层理；㉖海绵骨针丰富；㉗硅质簇状骨针常见，伴生骨粒包括：海百合屑、腕足类；㉘骨粒物质常见，包括：大的棘皮刺、角珊瑚、海绵骨针、腕足类、海百合屑；㉙白云质石英砂岩；㉚白云质石英砂岩；㉛白云质球粒状石英砂岩；㉜球粒石英砂岩；㉝薄—中厚板状层理灰质泥状灰岩；㉞开始回填；㉟结核状和角砾化灰质泥状灰岩，共水道；㊱海底峡谷下切；㊲灰质泥状灰岩；㊳石英—球粒、包壳、颗粒、泥粒—颗粒灰岩；㊴球粒—团块—包壳，核形石白云质泥粒灰岩；㊵石英—球粒，白云质粒泥—泥粒灰岩，窗格组构存在；㊶石英—球粒—内碎屑—团块—包壳、颗粒白云质泥粒灰岩；㊷石英砂岩，槽状交错层；㊸白云质石英砂岩，双向板状交错层；㊹石英、球粒，白云质、泥粒灰岩；㊺白云质石英砂岩；㊻球粒—鲕状、白云质颗粒—泥粒灰岩；㊼球粒白云质泥粒—颗粒灰岩，厚层—块状层理；㊽球粒白云质颗粒—泥粒灰岩，块状层理；㊾纺锤虫白云质粒泥灰岩，厚层；㊿球粒白云质泥粒灰岩，厚层；(51)球粒白云质泥粒—颗粒灰岩，中—厚层；(52)球粒白云质颗粒—泥粒灰岩，中—厚层；(53)球粒白云质颗粒灰岩，块状层理

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

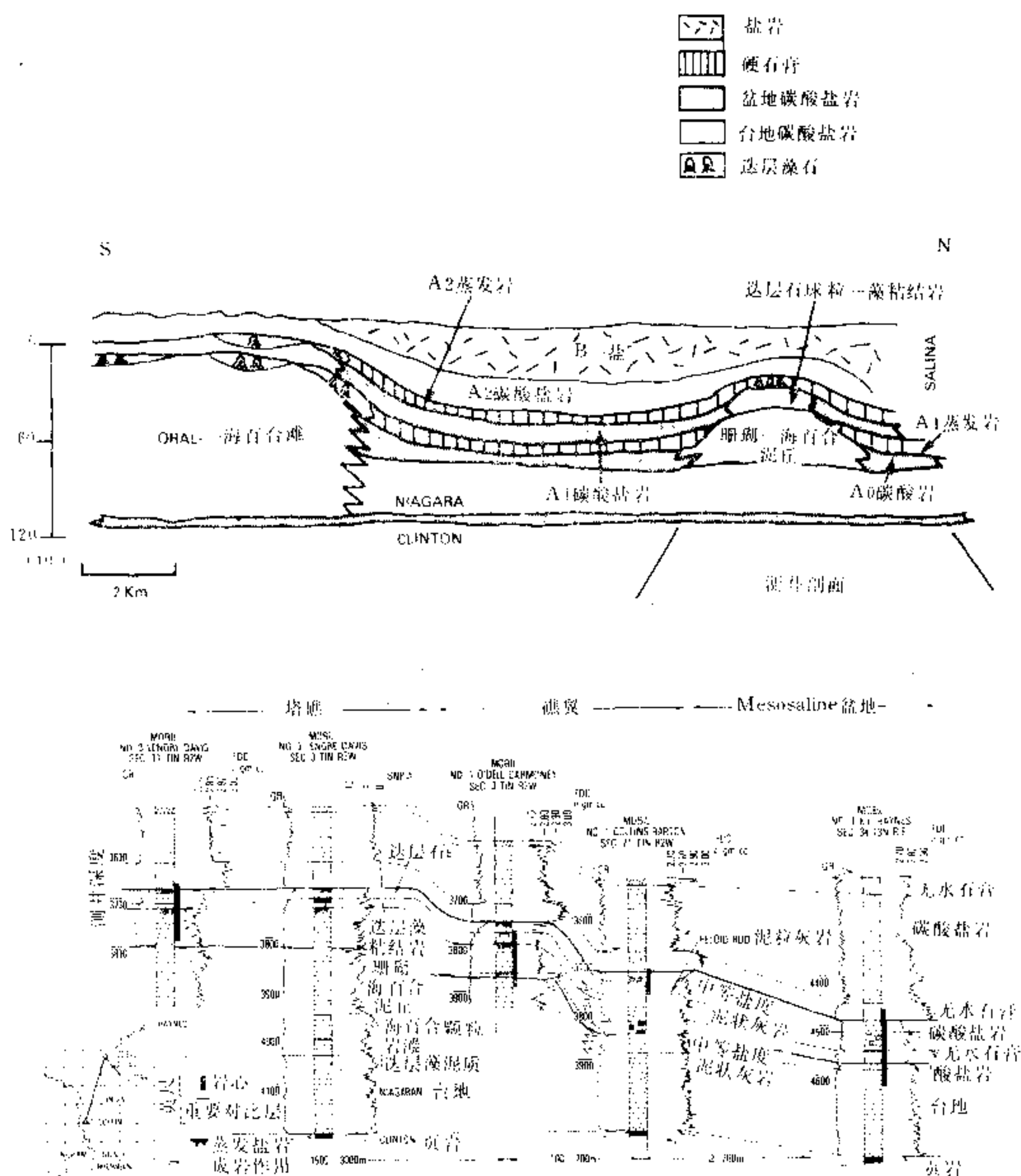


图 9-15　密执安盆地区域略图和志留系含礁段的测井剖面

盆地边缘塔礁呈追补碳酸盐岩加积的特点。两个高水体系域遍布着大量的早期海底胶结物。每个含礁段都被上超或披盖于礁之上的低水位蒸发盐岩沉积（A1 和 A2 蒸发岩）所中断

可能含有丰富的富含泥质的准层序。这种广泛分布的早期胶结作用可能与在沉积过程中为活动的孔隙流体的迁移和胶结物的沉淀提供了相对较长的时间有关。只有在高水位的最晚期，当由于海平面下降可容纳空间减小时，追补碳酸盐岩体系才呈现并进碳酸盐岩体系特征。

追补碳酸盐岩沉积体系在台地或滩边缘呈"S"型沉积剖面。在西德克萨斯和墨西哥的

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

Delaware 盆地边缘剖面上 Capitan 礁（二叠纪上 Guadalupian 期）的露头剖面呈现“S”型前积模式（图 9–14，见书后彩图），整一的顶积层向盆地方向变为稍向盆地倾斜的陆架脊 (shelf crest) 层。这些层再向盆地方向延伸，则进入滩边缘的块状 Capitan 礁。进一步向盆地方向，这种 Capitan 礁进入陡倾的前积层（约 35°）。海底胶结物遍及 Capitan 礁体、陆架脊层和前缘斜坡层（Babcock，1977；Yurewicz，1977；Hurley，1979）。

另外两个古生代追补型高水位碳酸盐岩沉积体的例子是美国的志留系和澳大利亚的泥盆系。密执安盆地中志留世的礁层序包括两个高水位体系域。每个体系域在区域规模上主要表现为加积式生长（图 9–15），除了后一个高水位的最晚部分外，很少有浅水沉积的证据。这两个体系域均被解释为追补式碳酸盐岩沉积体系。每个体系域的斜坡和台地边缘沉积中都遍布了早期的海底胶结物（Lehmann1978；McGovney 1978；Sarg 1982）。澳大利亚的康宁 (Canning) 盆地晚泥盆世 Pillara 灰岩在露头上也呈“S”型样式，并含有丰富的早期海底胶结物（Playford and Lowry 1966）。

六、不整合的类型及伴生的作用

1. Ⅰ型层序边界

当海平面迅速下降足以低于台地和（或）滩的边缘时，在形成Ⅰ型层序边界时，出现两种主要作用。这两种过程是：(1) 斜坡前缘侵蚀作用；(2) 区域性淡水透镜体向海方向运动（图 9–16）。

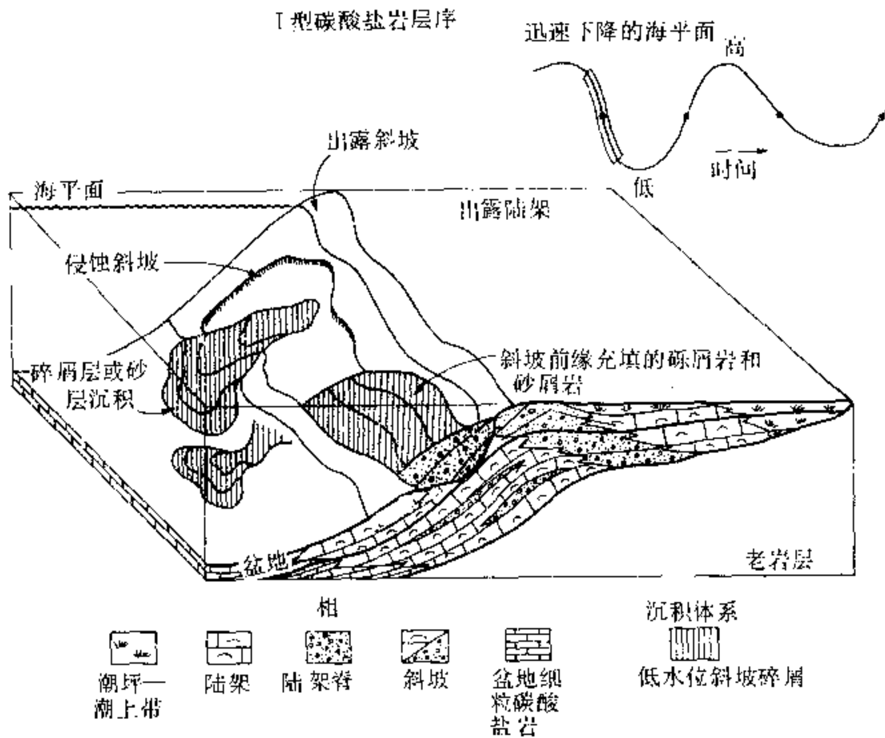


图 9–16 图解说明出现于Ⅰ型层序边界的海平面迅速下降

海平面下降到低于台地边缘，台地出露并导致斜交前缘明显的侵蚀。大量斜坡前缘碳酸盐岩碎屑席和浊流砂以局部上超楔和水道充填物的形式出现。侵蚀作用可延续于整个低水位海平面时期

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

1）斜坡前缘侵蚀

在Ⅰ型层序边界形成时，发生明显的斜坡前缘侵蚀，导致台地和（或）滩边缘和斜坡上部的大量沉积物被侵蚀掉。其结果是碳酸盐岩巨角砾岩顺坡而下的沉积作用和碳酸盐岩砂的牵引流和密度流沉积作用。侵蚀作用的规模可以是局部性的或区域性的。在Delaware盆地边缘的Guadalupian山西部陡坡上出露了三个二叠系中、上统的Ⅰ型层序边界，它们呈现出明显的斜坡前缘侵蚀作用（图9-17，图9-18）。Cutoff层序底部的层序边界侵蚀到下伏的Victoria Peak组内，侵蚀掉多达250m厚的滩前缘沉积物（L.C.Party，个人通讯，1980）。Cutoff层序的顶部边界也显示了明显的斜坡前缘侵蚀现象，除此之外，还有几个发育良好的侵蚀沟（图9-17），在这里，它们被解释为二叠纪海底峡谷的一部分。个别地方，整个Cutoff层被侵蚀掉。

在Guadalupe山区西部陡崖处，在Grayburg组的上部（上二叠统），第三个层序边界显示了前缘斜坡侵蚀现象，在那里，海底侵蚀作用侵蚀掉70m或更多的滩缘沉积，并向后侵蚀到Grayburg组的陆架地层中（图9-18）。块状层理的骨粒悬浮岩和砾屑岩层直接沉积在侵蚀面的前沿（Fekete等，1986）。在地震剖面上，根据陆架滩边缘反射突然削截可识别出这类侵蚀作用（图9-11）。

在台地和（或）滩边缘出现明显的前缘斜坡侵蚀的其它例子有摩洛哥浅海的晚侏罗世滩边缘（Mitchurr等，1977，P61，图4）；Terumbu台地层序（图9-5）和米德兰盆地北部二叠系中统Clear Fork层序。

2）淡水透镜体向海的方向运动

Ⅰ型边界形成时发生的第二种主要作用是淡水透镜体向海或向盆地方向的区域性迁移（图9-16）。影响大部分碳酸盐岩高水位体系域的区域性成岩事件与这种淡水透镜体有关。淡水透镜体渗人碳酸盐岩剖面的程度与海平面下降的速率、幅度和海平面保持在低于台地和（或）滩边缘的时间长短有关。这将影响每个碳酸盐岩层序中淡水和混合成岩作用的程度。

作者认为，在大规模Ⅰ型层序边界形成时期，也就是当海平面下降75—100m或更多并保持相当长的时间时，在陆架上就会长期地建立起淡水透镜体，它的影响会充分地深入地下，并可能深入到下伏层序。如果降雨量大，明显的二次溶解和溶解压实作用就会出现在剖面浅部的整个陆架上。大量的淡水胶结沉淀物会出现在深部潜水带中。不稳定的文石和高镁方解石颗粒可能被溶解掉，并以低镁方解石胶结物的方式重新沉淀下来。Vail的海平面升降曲线显示，全球海平面下降中大规模的Ⅰ型海平面下降是很少见的（Haq等，本卷）。一般说来，海平面下降幅度大多是比较小的。在小规模Ⅰ型层序边界（海平面下降不超过70—100m，持续的时间较短）形成时期，淡水透镜体没有充分建立起来，并滞留在陆架地层的浅部，没有造成广泛的溶解和地下潜水胶结物的沉淀。

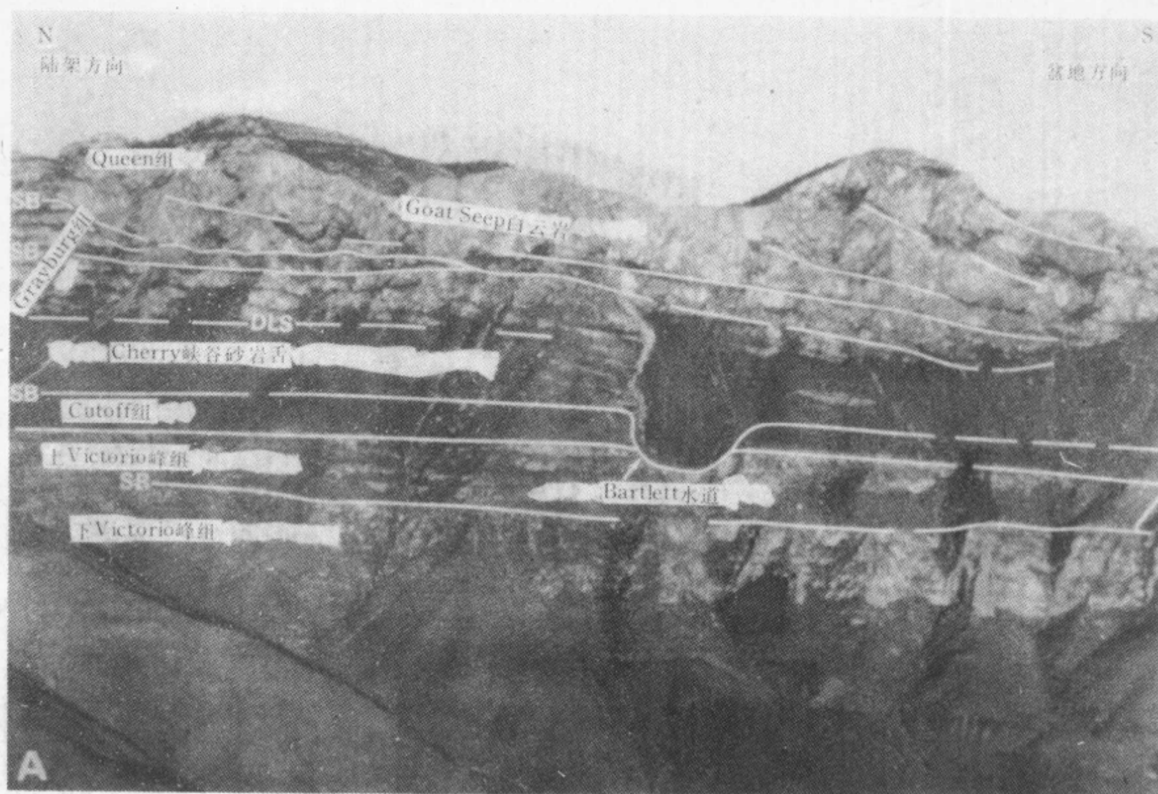
高水位晚期，混合和高盐度白云岩化作用可能是重要的作用，并可能延续贯穿于大规模或小规模Ⅰ型层序边界的形成时期。但当小规模Ⅰ型层序边界形成时，白云岩化作用可能仅仅影响到碳酸盐岩层序的浅部。

下面是一些高水位碳酸盐岩体系域的例子，它们经受过广泛的与大规模Ⅰ型层边界伴生的二次溶解：

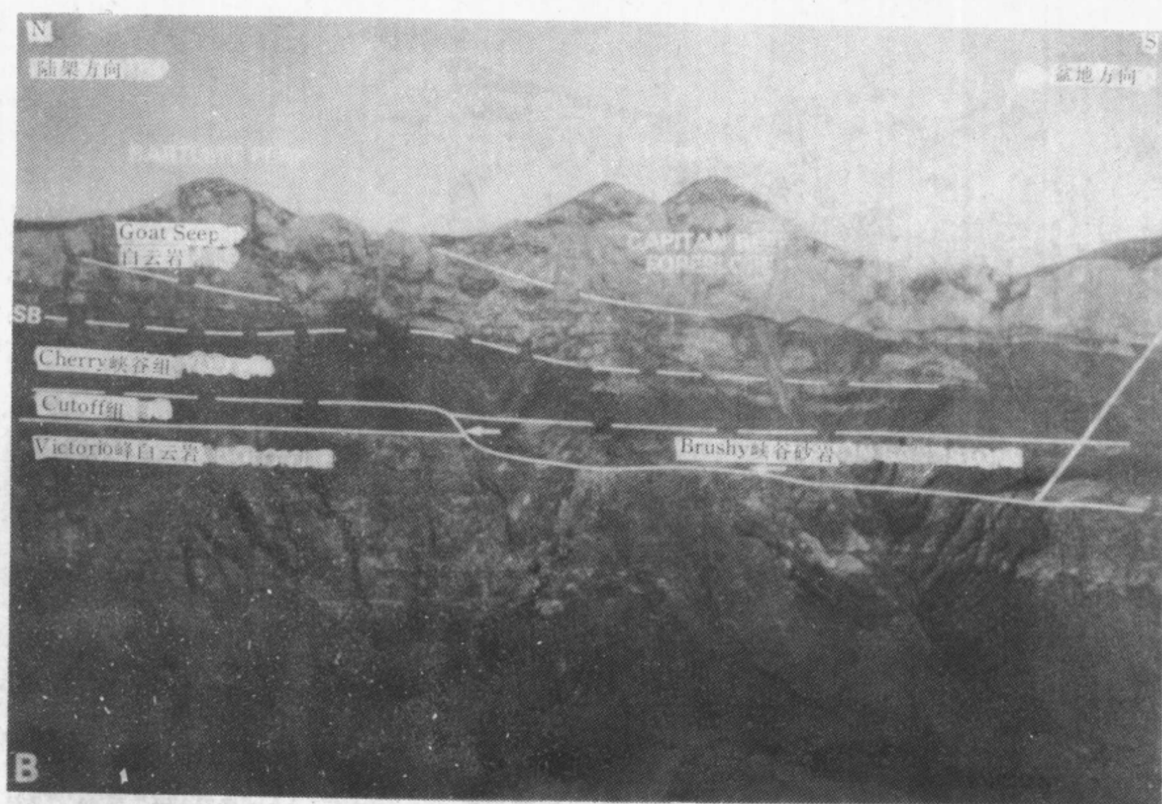
（1）加勒比海的始新世灰岩（Land，1973a，b）。

（2）西班牙上中新世的礁（Armstrong等，1980），可能还有加里曼丹浅海的Terumbu台地，那里的高水位体系域均分别为5.5、6.3和10.5Ma的层序边界所覆盖（参见Haq等

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn



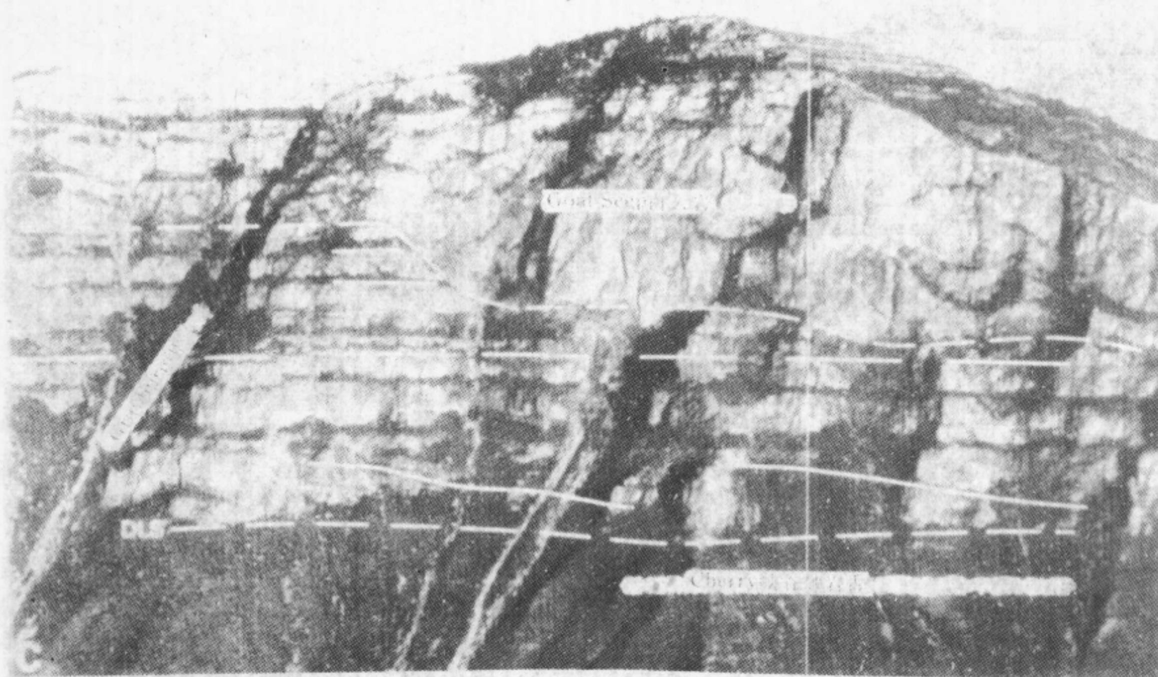
(a)



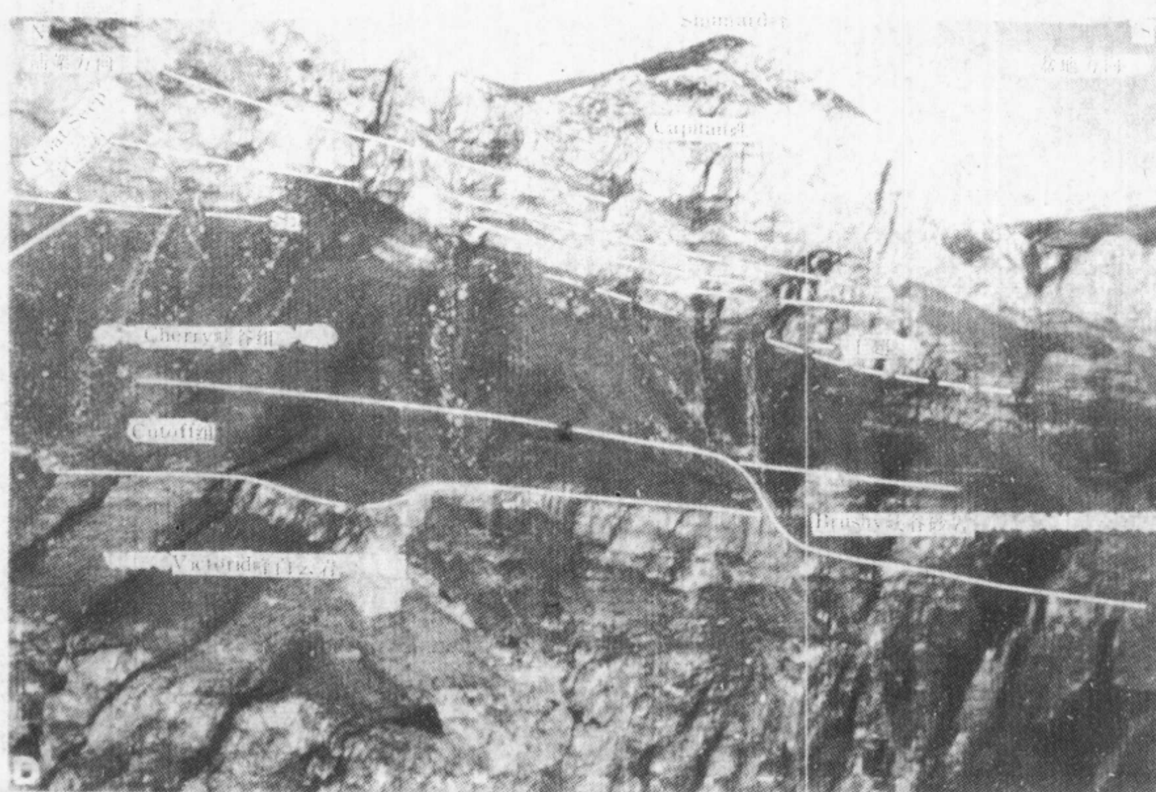
(b)

图 9-17

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn



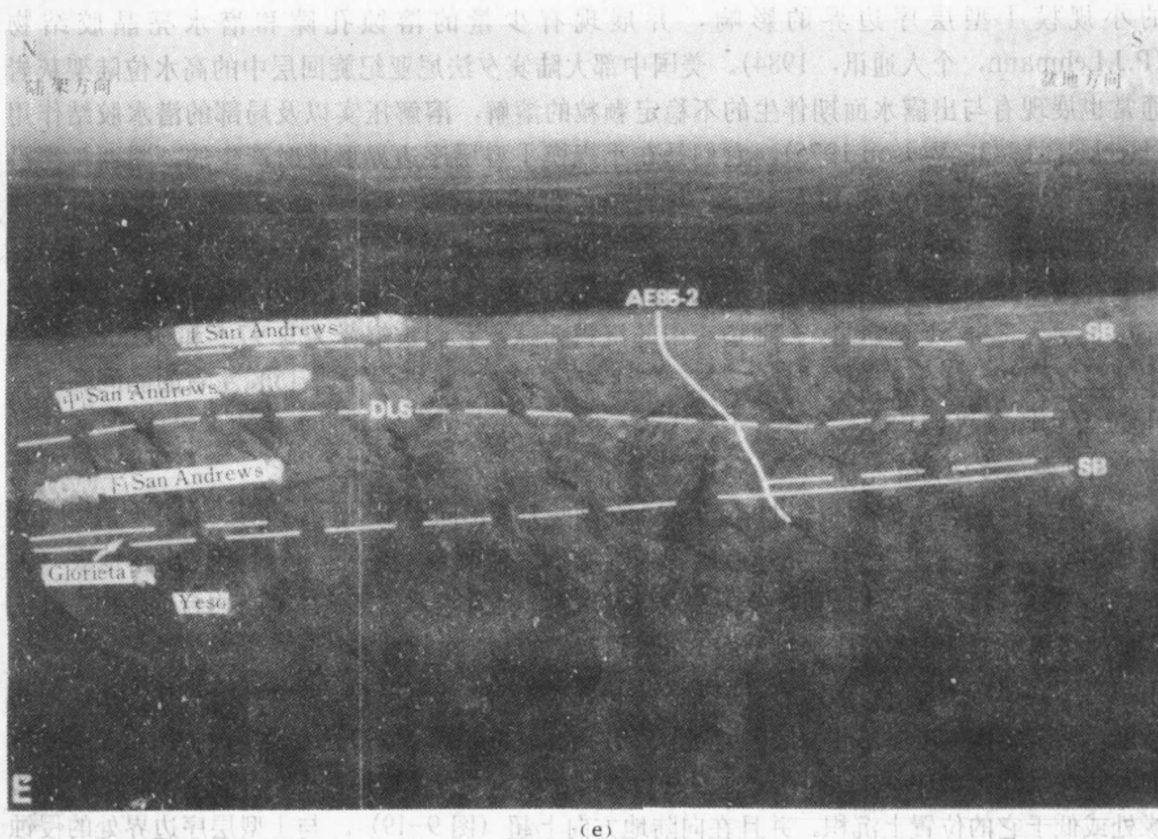
(c)



d

图 9–17

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn



(e)

图 9–17　Delaware 盆地西北缘德克萨斯瓜达卢培山区西部陡崖二叠系上部露头照片

照片显示出层序的几何形态，解释为低水位体系域的沉积上超在侵蚀滩边缘和斜坡脚上。它们由石英砂岩和粉砂岩（如 Brushy Canyon 和 Cherry Canyon 组）碳酸盐岩碎屑（如充填于 Grayburg 的侵蚀下切和 Cutoff 灰岩底部侵蚀河道中的碳酸盐岩屑）组成

人，本书全球海面周期图和层序年龄）。

(3) 墨西哥中白垩统黄金巷台地受到 94Ma 的不整合的影响，台地上的孔隙超过 30%，主要是溶解增大的粒间、粒内、印模和晶洞孔隙（参见 Wilson1975；综述）。

(4) 中东地区白垩系（Albian）Shuaiba 陆架和礁滩边缘相为 109Ma 的层序边界所盖（Litseby 等，1983；Frost 等，1983）。

(5) 美国上密西西比统灰岩（即新墨西哥，参见 Meyers，1974，1978，1980）。整个陆架都有溶解现象，在外陆架和斜坡位置有地下水的胶结作用，这些均与前宾夕法尼亚纪层序边界有关。

(6) 加拿大艾尔伯达盆地北部中泥盆统 Sulphur Point–Keg River 碳酸盐岩受到中泥盆主不整合的影响（Bebout 和 Maiklem，1973）。

(7) 西德克萨斯二叠盆地中奥陶统 Ellenberger 白云岩具有明显的溶蚀孔隙（Loucks 和 Anderson，1980）。

与上面的例子相反，绝大部分Ⅰ型层序边界是小规模的。下伏碳酸盐高水位体系域一般只有局部发育的溶蚀孔隙和地下水胶结物。在内陆架、陆架上的地貌高和台地或滩边缘的岩隆处，溶解作用占优势。而在远离它们的地方，岩隆的深部、外台地和斜坡位置则将发生大气水胶结作用。在 Arab A—C 旋回中，晚侏罗世的碳酸盐岩台地受到 134、135、136Ma 处

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

的小规模Ⅰ型层序边界的影响，并展现有少量的溶蚀孔隙和潜水亮晶胶结物(P.J.Lehmann，个人通讯，1984)。美国中部大陆宾夕法尼亚纪旋回层中的高水位陆架灰岩通常也展现有与出露水面期伴生的不稳定颗粒的溶解，溶解压实以及局部的潜水胶结作用(Heckel，1983；Wilson 1975)，它们是在小规模Ⅰ型层序边界形成时产生的。墨西哥湾沿岸的 Albian Edwards 和 Stuart City 灰岩中，台地边缘礁灰岩局部发育粒间和粒内孔隙(Bebout and Loucks，1974)。大量的早期纤维状到片状海底胶结物（占总体体积的 14%，如追补沉积）和近地表淡水等经亮晶胶结物（占总体体积 16%，Prezbindowski，1983）已充填了绝大部分 Stuart City 台地边缘中的沉积孔隙，它们被解释为与 97.5 和 98.5Ma 处的Ⅰ型层序边界有关。在内陆架区，白云岩化和重结晶泥灰岩中含有 15%左右的晶间和印模孔隙（Griffith 等，1969；Rose，1972）。

2.Ⅱ型层序边界

与Ⅱ型层序边界有关的作用和沉积物，在某些方面不同于Ⅰ型层序边界。在Ⅱ型层序边界形成期间，海平面下降到恰好处于或者刚刚低于台地或滩边缘处，内台地区出露地表（图 9−19）。外台地和台地边缘可能经历过短暂的出露。通常淡水的影响主要在内台地区内。其淡水成岩作用类似于小规模Ⅰ型海平面下降时所产生的影响。这些影响包括颗粒的溶解，特别是不稳定文石和高镁方解石的溶解，少量渗流和潜水胶结物的沉淀和混合带白云岩化作用。而超盐度白云岩化作用可能在Ⅱ型层序边界形成时开始。与Ⅰ型层序边界相反，海平面仅在相对短的时间内就开始上升，并回过头来淹没外台地。台地或滩边缘楔形体沉积，将在下伏的台地边缘处或低于它的位置上沉积。并且在向陆地方向上超（图 9−19）。与Ⅰ型层序边界处的侵蚀作用的产生相反，斜坡前缘的侵蚀看来不会成为Ⅱ型层序边界上的一个主要作用。

阿肯色和路易斯安娜北部的 Smackover 灰岩（侏罗纪 Oxfordian 期）是一个研究得很详细的碳酸盐岩台地，该台地处于Ⅱ型层序边界的高处（图 9−20）。它是由两个向上变浅的高水位体系域组成。Smackover 灰岩在每个高水位的晚期呈现并进式沉积，储层是厚的鲕粒状灰岩。海底胶结作用不充分，但出现在薄的层带中，在那里，它可能充填了粒间孔隙中(Moore and Druckman 1981，Wagner and Matthews 1982)。在阿肯色中部，上部高水位体系域为 Bucker 硬石膏和红层所超覆，在阿肯色南端和路易斯安娜北部为 Bucker 红层所超覆（Moore and Druckman 1981）。Bucker 红层解释为代表在Ⅱ型层序形成时（144Ma），内台地相在 Smackover 灰岩上突然迁移到近滨的碎屑岩和蒸发岩相造成的。阿肯色中部的内陆架上，以鲕粒溶解作用为主，伴有粒间孔隙，孔隙中全部充满了极细的透明、等粒状的亮晶方解石胶结物（Midway 油田）。成岩作用先于埋葬和压实作用，并被解释为出露地表时的大气水成岩作用的影响（Moore and Druckman，1981）。溶解的程度向盆地方向减弱。在阿肯色南端，孔隙的减小是由于（1）存在少量的纤维胶结物；（2）溶解压实作用；(3) 粗粒嵌晶状方解石亮晶的沉淀。海相胶结物不多，但产于薄层带中，在那里，海相胶结物可能基本上充填了粒间孔隙（Moore and Druckman，1981；Wagner and Matthews，1982)。

七、低水位体系域和海进体系域的特点

碳酸盐岩低水位和海进体系域是碳酸盐岩层序的重要组成部分。低水位体系域分 3 类：Ⅰ型碳酸盐岩低水位沉积（图 9−16，图 9−21）；Ⅱ型陆架式台地和（或）滩边缘碳酸盐楔

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

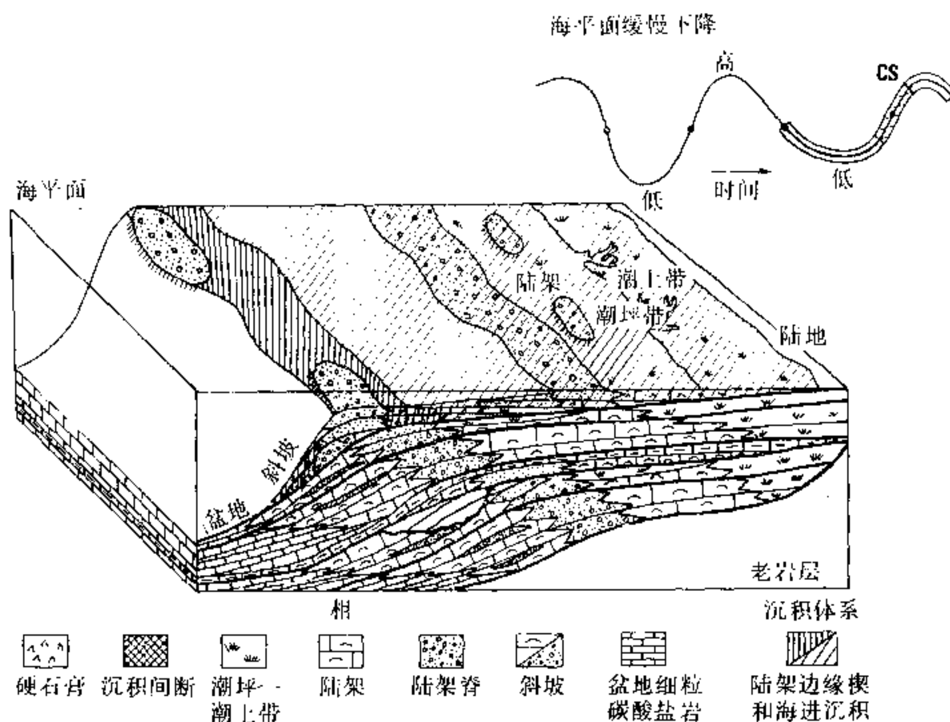


图 9-19　表示出现于Ⅱ型层序边界的海平面缓慢下降示意图

海平面从先前的潮缘区下降到台地和（或）滩边缘。内陆架出露水面，在全球海平面低水位时沉积了陆架边缘楔（SMW）。随着海平面上升，此楔形体上超并覆盖在台地上

（图 9-19）；Ⅲ型局限盆地和上超蒸发岩楔（图 9-22）。

1. Ⅰ型低水位体系域和海进体系域

Ⅰ型层序低水位沉积可分为来源于前缘斜坡的侵蚀的**他生碎屑**（图 9-16）和沉积于海平面低水位期时斜坡上部的**自生碳酸盐楔**（图 9-21）。他生碳酸盐岩沉积呈楔型，由沉积在斜坡底部和面对被侵蚀的斜坡的碳酸盐岩碎屑流和碳酸盐岩砂组成。在高水位前积时，也形成他生碎屑（斜坡与斜坡底部沉积裙，Cook，1983）。但与低水位碎屑楔不同的是，它们可以逆斜坡地形向后向上追踪到同时代的台地沉积物，同时它们没有伴生广泛的斜坡侵蚀作用。随着全球低水位期的到来，海平面下降速率变慢，在变浅的斜坡带区内，可能出现**原地**碳酸盐岩的生长（图 9-21）。在此期间，海平面的相对缓慢上升，在斜坡上部和外台地将产生可容纳空间，随后低水位楔将跨过斜坡和外台地上往回上超。

这个楔形体的发育既受盆地水体性质（如盐度、循环）又受下伏高水位前缘斜坡角（陡或缓）的影响。如果盆地保持正常海水条件且循环良好，下伏沉积斜坡平缓，则将有大面积的丰富的浅水碳酸盐岩沉积。可能发育明显的低水位楔。而较局限的盆地条件，陡的沉积斜坡则会阻止低水位楔的发育。

当海平面开始比较快的上升时，结果低水位楔被淹，并被退积式的海侵体系域覆盖。同时，向海方向的沉积场所，在迅速变深的环境中，沉积速率低，因而沉积了密集段。密集段通常是泥质微晶灰岩，包含薄的潜穴化泥灰岩到泥粒灰岩层和大量海底石化的硬地。海进体系域可以表现为**追补**或者**并进**沉积，这取决于水体性质和海平面上升速率。**并进**（keep—up）沉积被认为是出现在正常的含氧丰富的海水覆盖了陆架情况下，并且海平面上升速率

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

路易斯安那东北SMACKOVER—HAYNESVILLE测井横剖面

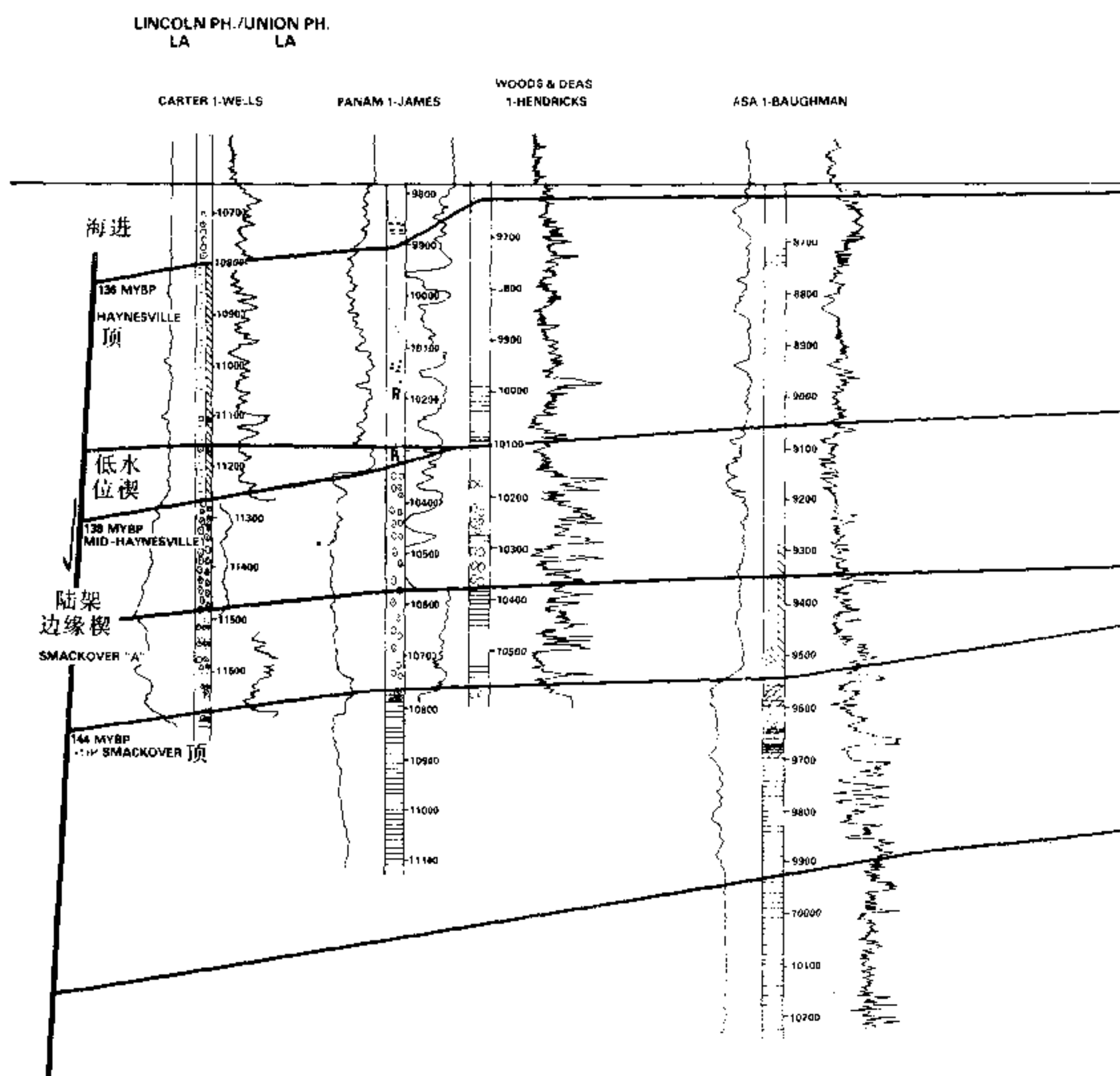


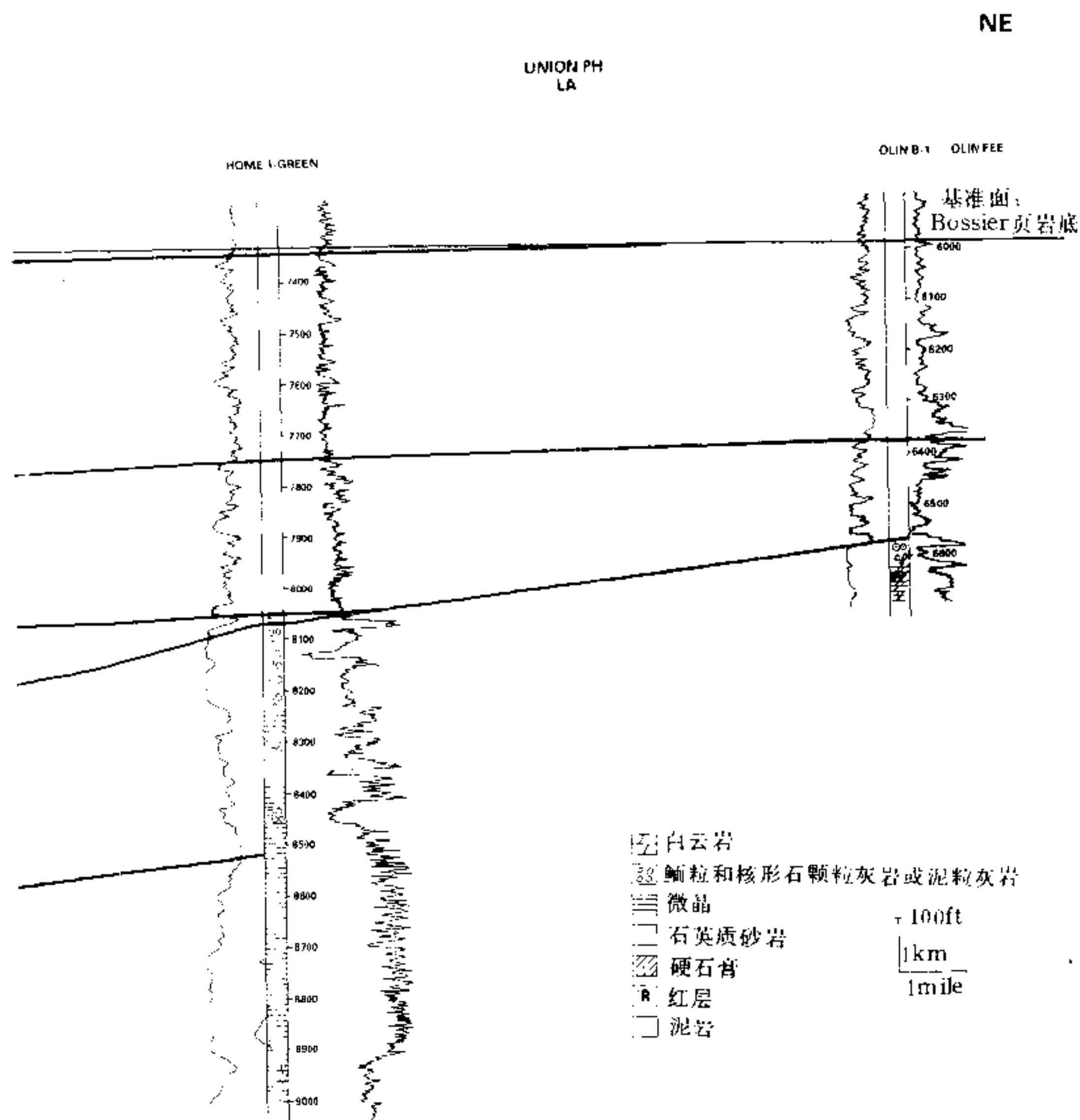
图 9-20 墨西哥湾盆地侏罗系碳酸盐岩 NE—SW 向区域

144Ma 和 138Ma 层序的低水位体系域以向盆地方向或向下

然转变为红层和蒸发岩为特征。高水位的 Smackover 灰岩由

陆架边缘楔沉积过程中，鲕粒相出现在

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn



测井剖面，显示测井曲线的特征和得自岩屑分析的岩相变化

倾方向在朝着、处在或者低于先前台地边缘的位置上突

向上变浅的石灰岩缓坡沉积组成，并为鲕粒灰岩所覆盖．在

Bucker红层和蒸发岩相的向盆地方面

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

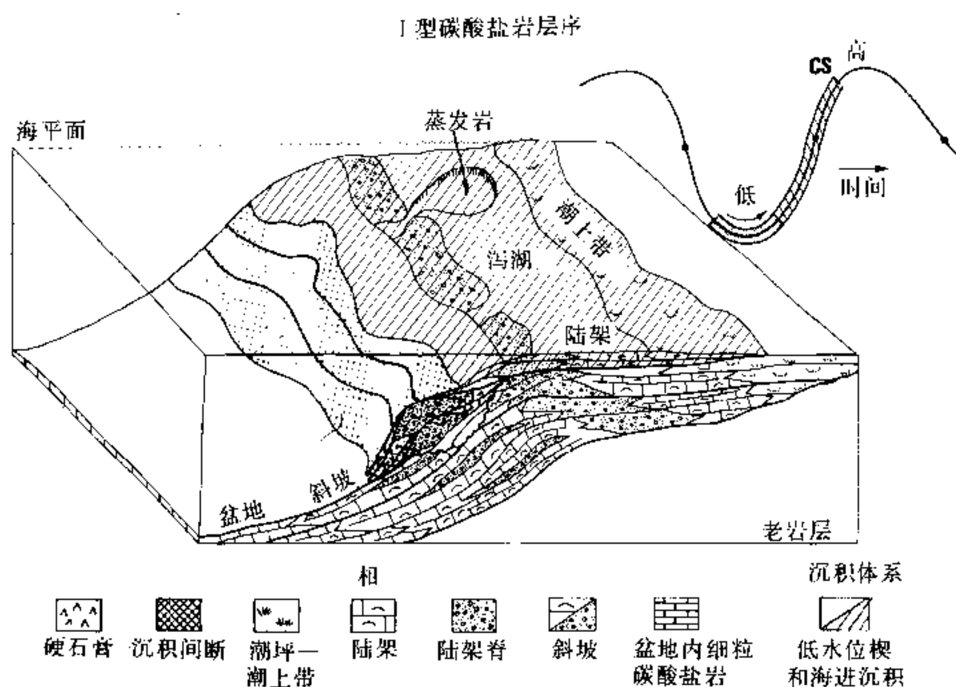


图 9-21　说明Ⅰ型低水位和海进体系域的示意图

在全球海平面低水位期，随着海平面开始上升，原地生成的碳酸盐滩可能沉积在上陆坡或下缓坡处。随着古陆架被淹，低水位滩也被淹，退积式海进体系域沉积在陆架上。岸外浅海区沉积物不足，沉积了密集段。后续的高水位体系域下超在这些下伏体系域上

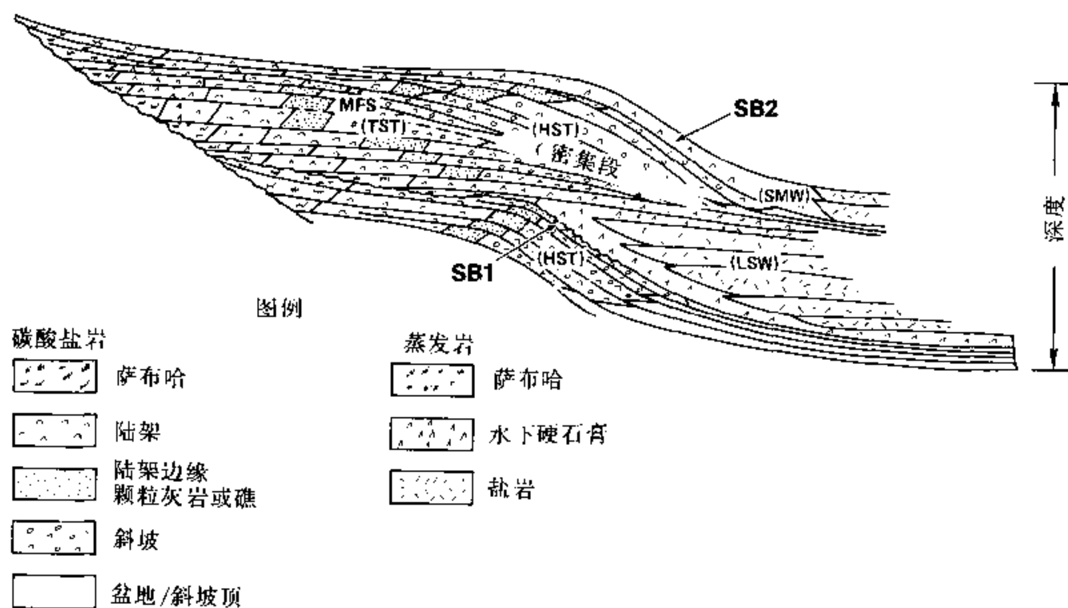


图 9-22　层序格架中蒸发岩—碳酸盐岩岩相分布综合图解

蒸发岩相以上超于低水位和陆架边缘楔或以台地内部或者碳酸盐岩滩背后陆架处的潟湖或萨巴哈相出现

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

比较慢，足以使碳酸盐岩的产率与可容纳空间的增加保持同步。一个非常典型的**并进**式海进体系域的例子是在新墨西哥 Guadalupe 山区二叠系露头剖面中的 San Andres 组下部（图 9–8）。该处一个大约 120m 厚的海进体系域是由一系列的前积式骨粒颗粒灰岩准层序组成，只含极少的海相胶结物（Sarg and Lehmann 1986）。相反，**追补**沉积出现在水体性质不适于碳酸盐产生的地方。

1）他生低水位楔

一些可能是他生低水位楔的例子包括：德克萨斯的 Guadalupe 山区二叠系（晚 Leonard 和 Guadalupian）碎屑沉积，原联合古洋（Panthalaise）的晚寒武—早奥陶世的碎屑流和浊流沉积（Cook 等，个人通讯，1987）；意大利三叠系广泛分布的席状碎屑沉积。

二叠纪的例子包括：（1）碎屑流沉积，充填于 Leonardian Victorio Peak 层序边界的水道中；（2）沉积于下切 Grayburg 滩边缘面对 Guadalupian 期侵蚀陡崖沉积的局限性的碎屑流。（Fekete 等，1986）。早古生代原 Panthalassa 海盆边缘出现广泛的碳酸盐岩台地边缘滑塌现象。过去发生的整体斜坡垮塌，导致了海底滑移、碎屑流和浊流。斜坡的垮塌作用与斜坡、盆地中洼地硅质碎屑沉积以及台地的岩溶作用是同时代的（Cook 等，个人通讯 1987）。第三个例子得自意大利的三叠系，大量的 Carnian 最早期席状碎屑沉积出现在 Ladinian 期碳酸盐岩高水位台地的斜坡脚上。这些碎屑席被解释是在 Ladinian 期末 I 型海平面下降时沉积的（Biddle，1984；Bosellini，1984，图 9–23）。

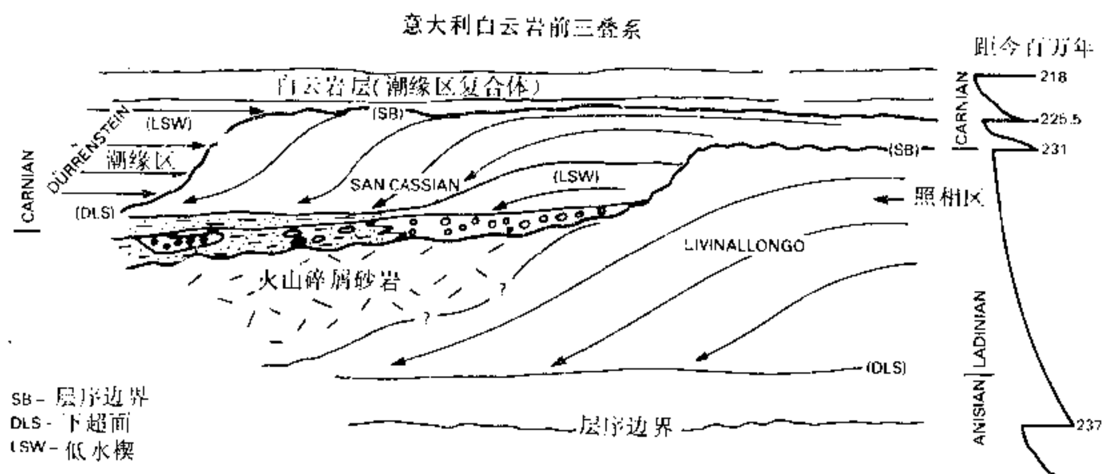


图 9–23 意大利北部白云岩山区二叠系碳酸盐岩层序综合图解

2）自生低水位楔

根据它们的结构，一个盆地在海平面低水位期有开阔和局限条件之分。据推测，封闭碳酸盐岩盆地中的自生低水位沉积是由追补碳酸盐岩构成的，主要是富含微晶灰岩的斜坡前缘充填单元。如果干燥气候条件占优势，在盆地内会形成蒸发岩。推测在低水位期保持开阔条件的盆地发育**并进**碳酸盐岩楔。

巴哈马和 St.Croix 滩边缘就是原地低水位楔沉积体的例子，它们沉积于全新世海平面上升的早期阶段。一系列全新世的礁（现已被淹没于深 20m 以上的水下）沉积在滩的边缘。它们上超于滩边缘斜坡的上部。在 St.Croix 例子中，它们上超在海底峡谷的上部（参见 Hine and Neumann 1977，图 7，图 20；Hine 等，1981，图 6；Hine，1983，图 12，

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

Hubbard 等，1986)。现已被全新世台地边缘前积碳酸盐岩沉积所覆盖。

其它古代自生碳酸盐岩低水位沉积的例子包括：阿尔卑斯山南部三叠系白云岩地区(Bosellini，1984，图 9-23)，印度尼西亚浅海 Natuna 油田中新统（Rudolph and Lehmann，1987)，二叠盆地的 Grayburg 组下部。

在意大利北部的白云岩中，Bosellini（1984）的工作证实了三叠系的两个低水位楔，一个位于 Carnian 阶底部，与 231Ma 的层序边界有关，另一个位于 Carnian 阶上部，与 225.5Ma 的层序边界伴生（图 9-23)。在下部层序中，即 Carnian 阶底部，小型礁和台地分散在晚 Ladinian 期盆地中，并为没有化石的薄层泥岩和浊流砂岩所上超（Bosellini，1984，图 17)。晚 Carnian 期的高水位体系域越过这些低水位楔而前积。第二个低水位楔出现在晚 Carnian 期的层序边界上。在楔形体沉积期间，Carnian 台地暴露出水面。海平面下降，具有叠层石、渗滤豆状岩和具有帐篷构造的潮缘白云岩沉积在斜坡上部（Bosellini，1984，图 19)。这种 Carnian 潮坪地层上超在 Carnian 高水位体系域的斜坡之上（图 9-23)。

在 Natuna 油田，中新统 Terumbu 组上部有两个发育良好的自生低水位楔，分别与 10.5Ma（图 9-5）和 6.3Ma（图 9-3（c)）的层序边界伴生（Rudolph and Lehmann 1987)。每个低水位楔形体呈高凸起的丘形带状出现，解释为沉积于下伏台地斜坡的边缘礁复合体。产于斜交前积型地震相内的丘形体被解释为中—高能量下沉积的（图 9-5)。取自一个高水位体系域中丘型岩相的岩芯（井 L—2X；图 9-3（c)），含有珊瑚—红藻颗粒灰岩，解释为浅水沉积。包含低凸起的丘形反射的强振幅斜交或平行反射的地震相，出现在高凸起丘形体的向台地方向，解释为是发育补丁礁或滩和礁的低到中等能量的泻湖沉积。

新墨西哥 Guadalupe 山区的 Grayburg 组（二叠系 Guadalupian 期）提供了一非常典型的滩边缘低水位楔的露头实例（图 9-12，图 9-13)；Sarg and Lehmann 1986)，这个楔形体相当于在图 9-11（b）的地震剖面上超覆在 San Andres 滩上部的低水位楔。这个楔从露头向海方向的边缘处的最大厚度 40m 减薄到向陆架方向末端的 12m 厚（图 9-12（b)，图 9-13)。楔形体主要由一系列砂岩和碳酸盐岩的层偶组成（Naiman，1982)，它们上超在下伏 San Andres 高水位体系域滩边缘的颗粒灰岩和泥粒灰岩之上（图 9-12，图 9-13)。San Andres 滩边缘处这个楔的底部 10—12m 是由分选良好的细—中粒石英砂岩组成，并具有再作用的波列。这个底部地层被 1—6m 厚的碳酸盐岩和砂岩层偶所覆盖。层偶中的砂岩与底部砂岩类似，向上逐渐变为砂质白云岩和白云岩。这种白云岩从叠层藻和具有稀疏格状组构的球粒状鲕粒—团块—核形石白云质泥粒灰岩到豆粒—包壳粒—内碎屑白云质泥粒灰岩（图 9-13）之间变化。再作用波纹列、叠层石和窗格状组构说明这个自生低水位楔的上倾部分的成因是潮坪。

2.Ⅱ型台地和（或）滩边缘楔沉积

一个Ⅱ型层序台地和（或）滩边缘楔的例子是阿肯色南部和路易斯安娜的 Buckner 楔。它是一个薄的上超台地边缘楔，沉积于阿肯色南端和路易斯安娜东北部 Smockover 高水位台地边缘（图 9-20)。在相当 McKamie Potton Field 位置的一条线以北，这个楔由硬石膏和红页岩组成。该线以南，产有夹少量硬石膏的红页岩（Moore and Druckman，1981)，Buckner 硬石膏和红页岩通常解释为潮坪成因（Sabkha）（Harris and Dodman，1982)，在阿肯色南端和路易斯安娜东北，潮坪沉积相变为浅水 Smackover 型灰岩（Smackover A)。

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

在路易斯安娜北部，Buckner 灰岩台地边缘楔由浅水鲕粒灰岩和藻类粘结岩岩相组成(Oaks 油田，Claiborne Parish；Erwin 等，1979)。

3.局限盆地中的上超蒸发盐岩楔

第三类低水位体系域是局限盆地中的上超蒸发盐岩楔，它或者与Ⅰ型或者与Ⅱ型层序边界伴生（图 9—22），蒸发盐岩可能出现在每个体系域中：（1）作为上超的低水位体系域或陆架边缘楔；（2）作为海进体系域的上超和退积单元；（3）作为高水位体系域中台地内背景下的泻湖和萨巴哈相。据推测，当海平面缓慢上升、台地或滩顶部水体保持超盐度时，会出现海进蒸发盐岩。随着海平面上升速度加快，台地特征变为正常海水，蒸发盐岩沉积为碳酸岩沉积所取代。密执安的志留纪盆地和加拿大西部中泥盆盆地的两个例子说明了这些现象。

密执安盆地志留纪的礁是在中志留世的两个海平面升降旋回中在朝盆地方向倾斜的碳酸盐岩斜坡上沉积的（图 9—19，Sarg，1982，1983；Lehmann 等，1982）。高水位期沉积以成层盆地中礁的发育为特点，侧向上邻近盆地中沉积的薄纹层石膏质泥状灰岩（图 9—19）。在两个Ⅱ型海平面下降时，出现了低水位沉积。盆地变得受局限，礁停止生长，随后 A—1，A—2 蒸发盐岩以上超和披盖盆地楔形体的形式沉积下来。

在密执安南部礁体发育带，A—1 和 A—2 蒸发岩都是硬石膏质的，解释为除礁脊外均为水下沉积。它们以成层性块状或镶嵌状硬石膏为特点，并在靠近礁的位置包含他生白云质角砾岩和石膏质球粒状颗粒灰岩。礁脊部出现与结核状、镶嵌状硬石膏伴生的底部叠层石相，说明是潮上萨巴哈成因（Sarg，1982）。萨巴哈沉积向上突然过渡为可能是潮下带成因的镶嵌状硬石膏。

继初始礁的石化作用之后是广泛的白云岩化作用（Mc Goveney，1978；Sarg，1982），这种作用可能在两个低水位蒸发岩沉积时已经形成。粒间、晶间、微穴孔隙是礁脊阶段的特点。微晶化、裂隙和晶洞的形成也可能在礁的上部出现，提高了孔隙度和渗透率。这种变化可能是第二个低水位期礁体出露水面的结果，或者是由于高盐度卤水覆盖了礁体，引起了礁体物质的微晶化和蒸发盐岩的置换作用。随后的蒸发岩溶解作用遗留下多孔隙储集岩(Sarg，1982)。

中泥盆世两个重要的Ⅰ型层序边界导致了塔礁和台地区的出露（Keg River 和 Sulphur Point 碳酸盐岩）。第一个层序边界的形成，导致了盆地内沉积了 Muskeg—Cold Lake 盐岩(Bebout and Maiklem，(1973；Maiklem，1971)。Bebout and Maiklem （1973）认为当时盆地区内出现了海平面重大下降（如 Elk Point 盆地）。其解释是海平面下降了多达 60m(Maiklem，1971)。Sulphur Point 组沉积末期的海面下降是比较小的。

广泛的早期海底胶结作用明显地降低了这些礁的沉积孔隙度（Schmidt 等，1980），见本报告追补沉积体系一节。在渗滤带内的裂缝和淋滤作用形成了晶洞孔隙，硬石膏交代碳酸盐岩出现在礁与台地的翼部。在海平面低水位时，随着海平面缓慢上升，蒸发岩上超上来，并最终覆盖了礁体（Schmidt 等，1980）。白云岩化作用看来是与蒸发岩沉积伴生的。白云岩化强度向下减弱，紧邻的上覆是灰岩中缺乏白云岩以及在上覆灰岩中含有白云岩和泥粒灰岩碎屑，都说明是早期白云岩化作用（Schmidt 等，1980）。

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

八、结　论

(1) 沉积地层的分布模式，相分布和碳酸盐岩产率主要受海平面相对变化（即海平面变化速率与沉降速率的和）的控制。沉积背景和气候对水体的化学性质和碳酸盐岩产率也起着强烈控制作用。

(2) 碳酸盐岩高水位体系域以加积到前积的几何形态为特征。并进碳酸盐岩体系域解释为代表相对快的沉积速率，在台地或滩边缘呈丘形或斜交型地层结构，追补体系域解释为代表相对慢的沉积速率，在台地或滩边缘呈S型的沉积剖面。追补体系域明显具有较多的早期海底胶结物。

(3) 在I型层序边界形成时，出现两个主要作用：(a) 局部到区域性的前缘斜坡侵蚀作用；(b) 台地的出露水面。对于大规模的I型层序边界和给定的适当的气候条件下，淡水透镜体可在台地上滞溜相当的时间。而小规模I型或II型层序边界形成时，淡水透镜体不会很好建立，其主要影响将在台地内区。

(4) 已识别出两类低水位碳酸盐体系域：(a) 来自滩边缘和斜坡侵蚀的他生沉积，其特点是具有水道式巨角砾岩沉积；(b) I型或II型低水位期在斜坡上部沉积的自生沉积楔。缓的沉积斜坡和具有良好循环水体的盆地有利于低水位滩的生长。如果有适当的气候、水文和物源条件，则会发育蒸发岩和硅质碎屑低水位沉积。

（雷清亮　陈波译）

参　考　文　献

ADEY, W. H., MACINTYRE, I. G., STUCKENRATH, R., AND DILL, R. F., 1977, Relict barrier reef system off St. Croix: Its implications with respect to late Cenozoic coral reef development in the western Atlantic: Proceedings, Third Coral Reef Symposium, University of Miami, Miami, Florida, v. 2, p. 15–21.

ANDERSON, E. J., GOODWIN, P. W., AND SOBIESKI, T. H., 1984, Episodic accumulation and the origin of formation boundaries in the Helderberg Group of New York State: Geology, v. 12, p. 120–123.

ARMSTRONG, A. K., SNAVELY, P. D., AND ADDICOTT, W. O., 1980, Porosity evolution of Upper Miocene reefs, Almera Province, southern Spain: American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v. 64, p. 188–208.

BABCOCK, J. A., 1977, Calcareous algae, organic boundstones, and the genesis of the Upper Capitan Limestone (Permian, Guadalupian), Guadalupe Mountains, West Texas and New Mexico, *in* Hileman, M. E., and Mazzullo, S. J., eds., Upper Guadalupian Facies, Permian Reef Complex, Guadalupe Mountains, New Mexico and West Texas: Permian Basin Section, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication 77-16, p. 3–44.

BARIA, L. R., STOUDT, D. L., HARRIS, P. M., AND CREVELLO, P. D., 1982, Upper Jurassic reefs of Smackover Formation, United States Gulf Coast: American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v. 66, p. 1449–1482.

BEBOUT, D. G., AND LOUCKS, R. G., 1974, Stuart City Trend Lower Cretaceous—A carbonate shelf-margin model for hydrocarbon exploration: University of Texas, Austin, Bureau Economic Geology, Report of Investigations 78, 80 p.

———, AND MAIKLEM, W. R., 1973, Ancient anhydrite facies and environments, Middle Devonian Elk Point basin, Alberta: Bulletin of Canadian Petroleum Geology, v. 21, p. 287–343.

BEIN, A., AND LAND, L. S., 1983, Carbonate sedimentation and diagenesis associated with Mg-Ca-chloride brines: The Permian San Andres Formation in the Texas Panhandle: Journal of Sedimentary Petrology, v. 53, p. 243–260.

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

Biddle, K., 1984, Triassic sea level change and the Ladinian-Carnian stage boundary: Nature, v. 308, no. 5960, p. 631–633.

Bishop, W. F., 1968, Petrology of upper Smackover Limestone in North Haynesville Field, Claiborne Parish, Louisiana: American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v. 52, p. 92–128.

Bosellini, A., 1984, Progradation geometries of carbonate platforms: Examples from the Triassic of the Dolomites, northern Italy: Sedimentology, v. 31, p. 1–24.

Brown, L. F., Jr., and Fisher, W. L., 1977, Seismic-stratigraphic interpretation of depositional systems: Examples from Brazilian rift and pull-apart basins, *in* Payton C. E., ed., Seismic Stratigraphy—Applications to Hydrocarbon Exploration: American Association of Petroleum Geologists Memoir 26, p. 213–248.

Bubb, J. N., and Hatlelid, W. G., 1977, Seismic stratigraphy and global changes of sea level, part 10: Seismic recognition of carbonate buildups, *in* Payton C. E., ed., Seismic Stratigraphy—Applications to Hydrocarbon Exploration: American Association of Petroleum Geologists Memoir 26, p. 185–204.

Cook, H. E., 1983, Ancient carbonate platform margins, slopes, and basins, *in* Cook, H. E., Hine, A. C., and Mullins, H. T., eds., Platform Margin and Deep Water Carbonates: Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Short Course Notes No. 12, p. 5.1–5.189.

Dunham, R. J., 1962, Classification of carbonate rocks according to depositional texture, *in* Ham, W. E., ed., Classification of Carbonate Rocks: American Association of Petroleum Geologists Memoir 1, p. 108–121.

Embry, A. F., and Klovan, J. E., 1971, A Late Devonian reef tract on northeastern Banks island, Northwest Territories: Bulletin of Canadian Petroleum Geology, v. 19, p. 730–781.

Erwin, C. R., Eby, D. E., and Whitesides, V. S., 1979, Clasticity index: A key to correlating depositional and diagenetic environments of Smackover reservoirs, Oaks Field, Claiborne Parish, Louisiana: Transactions, Gulf Coast Association of Geological Societies, v. 29, p. 52–62.

Evans, G. V., Schmidt, V., Bush, P., and Nelson, H. W., 1969, Stratigraphy and geologic history of the Sabkha, Abu Dhabi, Persian Gulf: Sedimentology, v. 12, p. 145–159.

Fekete, T. E., Franseen, E. K., and Pray, L. C., 1986, Deposition and erosion of the Grayburg Formation (Guadalupian, Permian) at the shelf-to-basin margin, Western Escarpment, Guadalupe Mountains, Texas, *in* Moore, G. E., and Wilde G. L., eds., Lower and Middle Guadalupian facies, Stratigraphy, and Reservoir Geometries, San Andres/Grayburg Formations, Guadalupe Mountains, New Mexico and Texas: Field Trip Guidebook, Permian Basin Section, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Publication 86-25, p. 69–81.

Frost, S. H., Bliefnick, D. M., and Harris, P. M., 1983, Deposition and porosity evolution of a lower Cretaceous rudist buildup, Shuaiba Formation of eastern Arabian Peninsula, *in* Harris, P. M., ed., Carbonate Buildups: Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Core Workshop No. 4, Dallas, p. 381–410.

Griffith, L. S., Pitcher, M. G., and Rice, G. W., 1969, Quantitative environmental analysis of a Lower Cretaceous reef complex, *in* Friedman, G. M., ed., Depositional Environments in Carbonate Rocks: Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication 14, p. 120–138.

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

HARRIS, M. T., 1982, Sedimentology of the Cutoff Formation (Permian), Western Guadalupe Mountains, West Texas and New Mexico: Unpubl. M.S. Thesis, University of Wisconsin, Madison, 186 p.

HARRIS, P. M., AND DODMAN, C. A., 1982, Jurassic evaporites of the U.S. Gulf Coast: The Smackover-Buckner contact, *in* Handford, C. R., ed., Depositional and Diagenetic Spectra of Evaporites: Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Core Workshop No. 3, p. 174–192.

HECKEL, P. H., 1983, Diagenetic model for carbonate rocks in Midcontinent Pennsylvanian eustatic cyclothems: Journal of Sedimentary Petrology, v. 53, p. 733–759.

HINE, A. C., 1983, Relict sand bodies and bedforms of the northern Bahamas: Evidence of extensive early Holocene sand transport, *in* Peryt, T. M., ed., Coated grains: Springer-Verlag, Heidelberg, p. 116–131.

———, AND NEUMANN, A. C., 1977, Shallow carbonate bank margin growth and structure, Little Bahama Bank: American Association of Geologists Bulletin, v. 61, p. 376–406.

———, WEBER, R. J., AND NEUMANN, A. C., 1981, Carbonate sand bodies along contrasting shallow bank margins facing open seaways in northern Bahamas: American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v. 65, p. 261–290.

HUBBARD, D. K., BURKE, R. B., AND GILL, I. P., 1986, Styles of reef accretion along a steep, shelf-edge reef, St. Croix, U.S. Virgin Islands: Journal of Sedimentary Petrology, v. 56, p. 848–861.

HURLEY, N. F., 1979, Seaward primary dip of fall-in beds, Lower Seven Rivers Formation (Permian), Guadalupe Mountains, New Mexico (abst.): American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v. 63, p. 471.

KENDALL, C. G. ST. C., AND SCHLAGER, W., 1981, Carbonates and relative changes in sea level: Marine Geology, v. 44, p. 181–212.

KING, P. B., 1948, Geology of the southern Guadalupe Mountains, Texas: U.S. Geological Survey Professional Paper 215, 183 p.

LAND, L. S., 1973a, Contemporaneous dolomitization of middle Pleistocene reefs by meteoric water, North Jamaica: Bulletin of Marine Science, v. 23, p. 64–92.

———, 1973b, Holocene meteoric dolomitization of Pleistocene limestones, North Jamaica: Sedimentology, v. 20, p. 411–422.

LEHMANN, P. J., 1978, Deposition, porosity evolution, and diagenesis of the Pipe Creek Jr. reef (Silurian), Grant County, Indiana: Unpub. M.S. Thesis, University of Wisconsin, Madison, 234 p.

———, MCGOVNEY, J. E., AND SARG, J. F., 1983, Middle Silurian (Niagaran) sea level cycles—North American and Europe: Program with Abstracts, Geological Society of America National Meeting, Indianapolis, p. 626.

LIGHTY, R. G., MACINTYRE, I. G., AND STRICKENRATH, R., 1978, Submerged early Holocene barrier reef, southeast Florida shelf: Nature, v. 275, p. 59–60.

LITSEY, L. R., MACBRIDE, W. L., AL-HINAI, K. M., AND DISMUKES, N. B., 1983, Shuaiba reservoir geological study, Yibal Field, Oman, *in* Third Middle East Oil Show, Proceedings, Bahrain: Society of Petroleum Engineers of American Institute of Mining Engineers, p. 131–142.

LOUCKS, R. G., AND ANDERSON, J. H., 1980, Depositional facies and porosity development in lower Ordovician Ellenburger dolomite, Puckett Field, Pecos County, Texas, *in* Halley, R. B., and Loucks, R. G., eds., Carbonate Reservoir Rocks: Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Core Workshop No. 1, p. 1–31.

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

MACINTYRE, I. G., BURKE, R., AND STRICKENRATH, R., 1977, Thickest recorded Holocene reef section, Isla Perez core hole, Alacran Reef, Mexico: Geology, v. 5, p. 749–754.
MAIKLEM, W. R., 1971, Evaporative drawdown—A mechanism for water-level lowering and diagenesis in the Elk Point basin: Bulletin of Canadian Petroleum Geology, v. 17, p. 194–233.
MCGOVNEY, J. E., 1978, Deposition, porosity evolution and diagenesis of the Thornton Reef (Silurian), Northeastern Illinois: Unpubl. Ph.D. Dissertation, University of Wisconsin, Madison, 447 p.
MESOLELLA, J. J., ROBINSON, J. D., MCCORMICK, L. M., AND ORMISTON, A. R., 1974, Cyclic deposition of Silurian carbonates and evaporites in Michigan Basin: American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v. 58, p. 34–62.
MEYERS, W. J., 1974, Carbonate cement stratigraphy of the Mississippian Lake Valley Formation, Sacramento Mountains, New Mexico: Journal of Sedimentary Petrology, v. 44, p. 837–861.
——, 1978, Regional cementation patterns in Mississippian limestones of southwestern New Mexico: Sedimentology, v. 25, p. 371–400.
——, 1980, Compaction in Mississippian skeletal limestones, southwestern New Mexico: Journal of Sedimentary Petrology, v. 50, p. 457–474.
MITCHUM, JR., R. M., 1977, part eleven, Glossary of terms used in Seismic Stratigraphy, *in* Payton, C. E., ed., Seismic Stratigraphy–Applications to Hydrocarbon Exploration: American Association of Petroleum Geologists Memoir 26, p. 205–212.
——, VAIL, P. R., AND THOMPSON, S., III, 1977, Part II: The depositional sequence as a basic unit for stratigraphic analysis, *in* Payton, C. E., ed., Seismic Stratigraphy—Applications to Hydrocarbon Exploration: American Association of Petroleum Geologists Memoir 26, p. 53–62.
MOORE, C. H., AND DRUCKMAN, Y., 1981, Burial diagenesis and porosity evolution, Upper Jurassic Smackover, Arkansas and Louisiana: American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v. 65, p. 597–628.
NAIMAN, E. R., 1982, Sedimentation and diagenesis of a shallow marine carbonate and siliciclastic shelf sequence: The Permian (Guadalupian) Grayburg Formation, southeastern New Mexico: Unpubl. M.S. Thesis, University of Texas, Austin, 197 p.
PLAYFORD, P. E., AND LOWRY, D. C., 1966, Devonian reef complexes of the Canning Basin, Western Australia: Geological Survey of Western Australia Bulletin, v. 118, 50 p.
PREZBINDOWSKI, D., 1983, Burial cementation—Is it important? A case study—Stuart City trend, south-central Texas (abst.): American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v. 67, p. 536–537.
ROSE, P. R., 1972, Edwards Group, surface and subsurface, central Texas: University of Texas, Austin, Bureau of Economic Geology, Report of Investigations 74, 198 p.
ROSSEN, C., 1985, Sedimentology of the Brushy Canyon Formation (Permian, Early Guadalupian) in the onlap area, Guadalupe Mountains, West Texas: Unpubl. M.S. Thesis, University of Wisconsin, Madison, 314 p.
RUDOLPH, K. W., AND LEHMANN, P. J., 1987, Platform evolution and sequence stratigraphy of the Natuna L-Structure, South China Sea: Abstracts with Program, American Association of Petroleum Geologists National Meeting, Los Angeles, p. 608.

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

SARG, J. F., 1981, Petrology of the carbonate-evaporite facies transition of the Seven Rivers Formation (Guadalupian, Permian), southeast New Mexico: Journal of Sedimentary Petrology, v. 51, p. 73–96.
———, 1982, Off-reef Salina deposition (Silurian), southern Michigan Basin: Implications for reef genesis, *in* Handford, C. R. ed., Depositional and Diagenetic Spectra of Evaporites: Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Core Workshop No. 3, p. 354–384.
———, 1983, Eustatic control of cyclic carbonate-evaporite deposition (Silurian), southern Michigan Basin: Program with Abstracts, Geological Society of America national Meeting, Indianapolis, p. 678.
———, AND LEHMANN, P. J., 1986, Lower-Middle Guadalupian facies and stratigraphy San Andres/Grayburg formations, Permian Basin, Guadalupe Mountains, New Mexico, *in* Moore, G. E., and Wilde, G. L., eds., Field Trip Guidebook, San Andres/Grayburg Formations, Guadalupe Mountains, New Mexico and Texas: Permian Basin Section, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Publication 86–25, p. 000.
SCHLAGER, W., 1981, The paradox of drowned reefs and carbonate platforms: Geological Society America Bulletin, v. 92, p. 197–211.
SCHMIDT, V., MCDONALD, D. A., AND MCLLREATH, I. A., 1980, Growth and diagenesis of Middle Devonian Keg River cementation reefs, Rainbow Field, Alberta, *in* Halley, R. B., and Loucks, R. G., eds., Carbonate Reservoir Rocks: Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Core Workshop No. 1, p. 43–63.
SHINN, E. A., 1983, Tidal flat environment, *in* Scholle, P. A., Bebout, D. G., and Moore, C. H., eds., Carbonate Depositional Environments: American Association of Petroleum Geologists Memoir 33, p. 171–210.
———, LLOYD, R. M., AND GINSBURG, R. N., 1969, Anatomy of a modern carbonate tidal flat, Andros Island, Bahamas: Journal of Sedimentary Petrology, v. 39, p. 1202–1228.
SILVER, B. A., AND TODD, R. G., 1969, Permian cyclic strata, northern Midland and Delaware basins, West Texas and southeastern New Mexico: American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v. 53, p. 2223–2251.
STOAKES, F. A., 1980, Nature and control of shale basin fill and its effect on reef growth and termination: Upper Devonian Duvernay and Ireton formations of Alberta, Canada: Bulletin of Canadian Petroleum Geology, v. 28, p. 345–410.
VAIL, P. R., AND TODD, R. G., 1981, North Sea Jurassic unconformities, chronostratigraphy, and sea-level changes from seismic stratigraphy, *in* Illing, L. V., and Hobson, G. D., eds., Proceedings, Petroleum Geology of the Continental Shelf, Northwest Europe Conference, London: Heydon and Sons, p. 216–235.
WAGNER, P. D., AND MATTHEWS, R. K., 1982, Porosity preservation in the Upper Smackover (Jurassic) carbonate grainstone, Walker Creek Field, Arkansas: Response of paleophreatic lenses to burial processes: Journal of Sedimentary Petrology, v. 52, p. 3–18.
WALLS, R. A. MOUNTJOY, E. W., AND FRITZ, P., 1979, Isotopic composition and diagenetic history of carbonate cements in Devonian Golden Spike Reef, Alberta: Geological Society of America Bulletin, v. 90, p. 963–982.
WENDTE, J. C., AND STOAKES, F. A., 1982, Evolution and corresponding porosity distribution of the Judy Creek reef complex, Upper Devonian, central Alberta, *in* Cutter, W. G., ed., Core Workshop Manual, Canada's Giant Hydrocarbon Reservoirs: Canadian Society of Petroleum Geology, p. 63–81.

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

WILSON, J. L., 1975, Carbonate Facies in Geologic History: Springer-Verlag, New York, 471 p.
YUREWICZ, D. A., 1977, The origin of the massive facies of the Lower and Middle Capitan Limestone (Permian), Guadalupe Mountains, New Mexico and West Texas, *in* Hileman, M. E., and Mazzullo, S. J., eds., Upper Guadalupian Facies, Permian Reef Complex, Guadalupe Mountains, New Mexico and West Texas: Permian Basin Section, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Publication 77-16, p. 45–92.

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

第十篇　密集段：大陆边缘层序年代确定和对比的钥匙

T. S. Loutit, J. Hardenbol, P. R. Vail, and G. R. Baum

摘要　无论是从区域上还是全球上，密集段在地层对比中都起重要作用。密集段是薄的海相地层单位，由远洋到半远洋沉积物组成，以极低的沉积速度为特征。面积上，它们在海岸线的最大区域性海侵时期分布最广。密集段通常与视海相沉积间断（apparent marine hiatus）相伴生，并往往以薄的但是连续的经过潜穴的层带、微微石化的岩层（缺蚀面 omission surface）或者以海相硬地的方式产出。此外，密集段可能以丰富的、多种多样的浮游和底栖微古生物组合、自生矿物（如海绿石、磷灰石和菱铁矿）、有机物质和斑脱岩为特征，并且可能拥有较大浓度的铂族元素，如铱。

密集段是重要的，因为它们把开阔大洋微古生物分带提供的时间地层框架与更向陆地方向的浅水剖面中的沉积层序提供的物理地层单位联系起来。密集段代表了浅水和深水剖面之间的物理地层连接链环，并且是可以通过地震、测井和露头资料加以识别的。在每个沉积层序中，在从陆架或陆坡边界朝陆地方向到内滨海砂沉积的远端的面积内，密集段是最好识别和利用的。由于是在深海中，那里的沉积速度一般是低的，众多的密集段可以结合成一个复合密集段。

文中提出了得自大陆边缘密集段详细分析的资料，用以说明密集段的性质和在大陆边缘层序断代、对比以及再造古沉积环境上的重要性。

一、简　　介

在过去70年，特别是最近20年里，生物地层学的发展在20世纪期间的地层学的演进中起着支配性作用（图10–1）。对底栖和浮游微古生物演化事件可以用来划分岩石记录为生物带的认识，已经导致转向以生物地层学占支配地位的全球对比体系。这个转向的产物是经典的欧洲阶生物地层定义的形成（见Hardenbol和Berggren，1978）。许多欧洲的阶当初都以不整合和假整合为界，或者通过浅海到边缘海剖面中的大古生物属的变化加以识别。对以演化为基础的浮游和底栖微古生物分带系统的认识，导致把不完整剖面中确定的经典阶与较深水相含有好的微古生物群体所代表的比较完整的剖面进行对比。这种用生物地层学定义经典阶和较局部地区阶的趋势，以新西兰的阶的演化系统为范例（见Loutit及Kennett的讨论，1981）。大约在1970年，生物地层分带系统提供了沉积岩全球对比的钥匙。

在过去20年中地层学的急剧发展，进一步加强了生物地层学在区域和国际沉积岩对比中的作用。这些事件之一是70年代地震地层学的发展和近年来层序地层学的发展（图10–1，图10–2）。地震地层学的发展导致认识和定义称作沉积层序的基本地层单位，它们是以不整合和与之可以对比的面为界的（Mitchum等，1977）。层序地层学涉及到利用各种地层学手段，在露头和地下剖面中识别和对比沉积层序（Vail和Todd，1981；Hardenbol等，1986；Baum和Vail，本书）。这种新地层学分支对于生物地层学的重要性在于，它提供了一个物理地层学的框架（根据地表岩石记录中的认识），在这个框架中，可以对以取样为基础的科学分支，如生物地层学和地球化学进行评价。

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

另外三件大事则导致一个定义和确定生物年代带（biochronozone）年代的方法的推出（图 10–2）：（1）海底（Cox，1969，1973）和沉积物中（Opdyke，1972）古地磁地层学的推出；（2）1968 年开始的深海钻探计划（DSDP）和 1984 开始的海洋钻探计划（ODP）；（3）水力活塞取心器（HPC）及其派生产品的发明。古地磁地层学提供了一种半独立的地层学，从中可以标定生物地层和化学地层事件。1970 年晚期 HPC 的发明是地层学中的重大突破，它最终使得人们能够直接进行磁反转与微古生物演化基准面间的对比。HPC 导致采得未经扰动的岩心，它们可供磁反转、生物地层基准面和化学地层事件的分析。1979 年以前，由于钻井的扰动，岩心的质量常常是不好的，从而不适于磁性地层学研究。1979 年以来利用 HPC 取得的大量深海岩心，构成了 Berggren 等（1985a，b）和 Haq 等人（1987）编制严格的微古生物年代带的基础。因此，这几桩大事由于极大地改进了生物地层—年代框架的可靠性，对地层学的发展产生了重大影响。

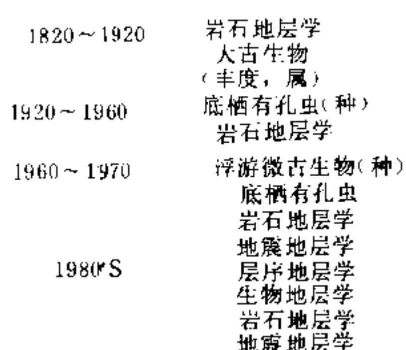


图 10–1　地层学、地层学分支发展的主要时期以及每一时期起重要作用的资料来源

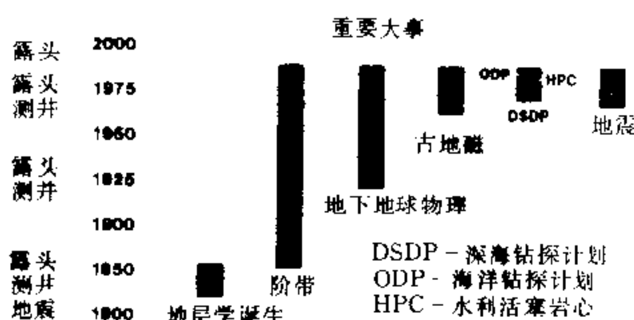


图 10–2　地层学发展中重要大事时间简表

主要以生物地层学和磁性地层学，以及最近以化学地层学为基础的深海地层学，为深海以及大陆边缘沉积剖面的全球性对比，提供了一个相对经过良好检验的、但仍在发展的生物年代分带框架。生物年代分带是深海年代框架的基本单位，是最近几年随着具有磁性地层资料的 HPC 岩心数量的增加才建立起来的。生物年代分带和生物带（biochronozone and biozone）间的区别（图 10–3）在深海和大陆边缘地层学中都是重要的。生物年代分带代表了特定动物或植物演化事件之间全球沉积的所有沉积物，而生物分带只代表某一给定地区实际包含了用以定义生物分带的生物属种的那些沉积物。一个生物分带沉积的时间跨度是随地区而异的。水体化学性质和温度通常决定了每个属种的纬度分布，造成在一限定地区内的生物分带和生物年代分带是相同的。离开这些最佳地区，由于环境因素，某种特定年代判别种属的范围可能变化很大。在这种情况下，不可能定义年代分带，而采用生物分带（图 10–3）。在开阔海洋环境中，这意味着，钻进到不连续水体下面的沉积物中的 DSDP 间的对比，诸如热带地区内的对比，一般是可靠的。然而，热带地区与温带地区间的对比是比较困难的，因为在两个地区共有的生物数量极少，以及环境对分带标准属种产出的控制（图 10–4）。由于：（1）有未经扰动的剖面供利用；（2）相对恒定和低的沉积速度；（3）丰富的生物地层资料；（4）近些年来可供利用的磁性地层及化学地层资料，深海剖面的对比较之大陆边缘剖面的对比更为简单。

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

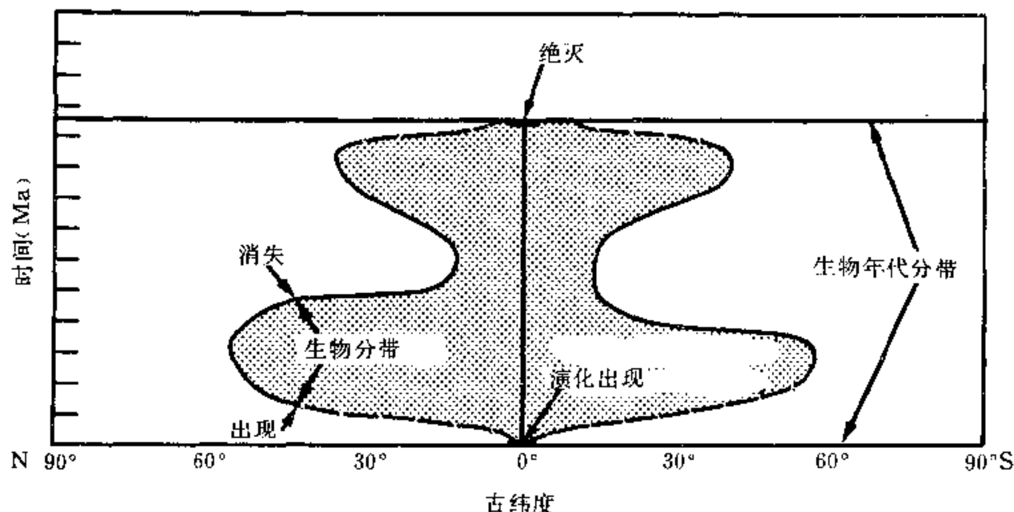


图 10-3 浮游微古生物相对于时间和古纬度的分布。见本文生物年代分带和生物分带定义

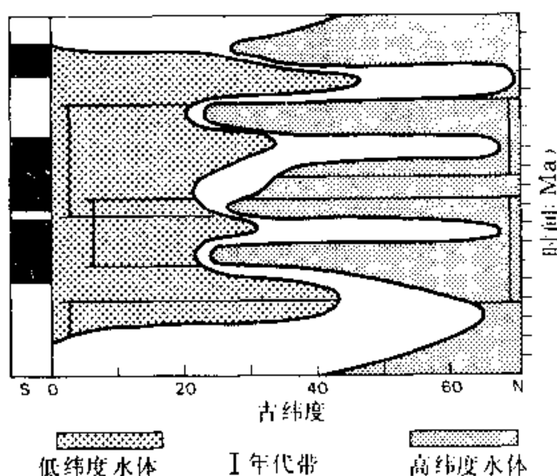
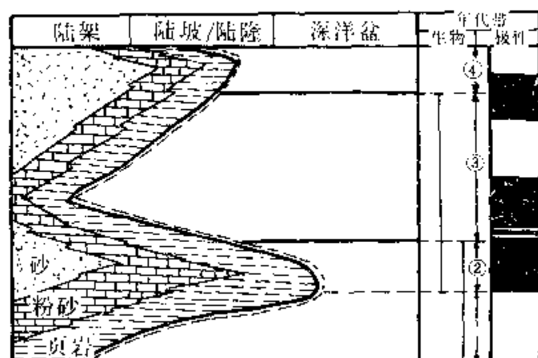


图 10-4 应用生物地层和磁性地层学确定的深海沉积地层学的图示说明

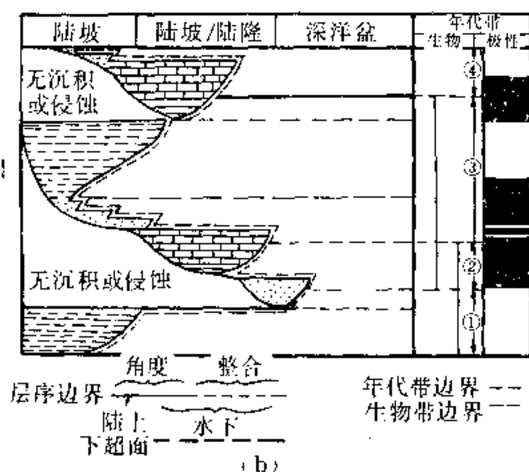
在高和低纬度水体中定义的生物年代分带只能在其相应的水体内对比。每个水体都穿过时间跨纬度迁移，从而可以识别出跨越控制面积的生物年代分带

本文意在证明生物地层学与层序地层相结合，提供了断代和对比大陆边缘层序的一种有力工具。大陆边缘剖面内的对比是不简单的，无论是露头还是地下都是这样，因为许多作用，包括全球海面升降、沉降和气候，引起了陆源沉积速度的突然变化。大陆边缘剖面中断代生物类别的出现和消失很少能代表开阔海洋剖面中定义的那些生物年代分带边界（图 10-5 (a)，(b)）。尽管我们没有能力去定义大陆边缘剖面中的生物年代分带，但是传统上已经由生物地层学为导引进行了地层对比。人们将生物地层学上相对于大陆边缘剖面中的深度或厚度、或者相对于海进和海退首次和末次出现的资料作了记录。海进和海退强烈地影响着生物在其中生活的沉积环境的分布（图 10-5 (a)）。特别是海进对于生物地层学很关键，因为它们搬运并集中了通常缺乏生物地层控制的地区内的断代微古生物（图 10-5 (a)）。因此，大陆边缘剖面断代的一个重要方面是了解岩石记录中断代微古生物分布的控制因素。水体化学性质（氧的浓度、营养浓度、含盐度等）、温度和沉积速度的变化，可能是浮游微古生物分布的主要控制因素。除上述因素之外，底栖微古生物的分布可能还受其它因素控制，其中包括底质的类型和水的浊度。底栖微古生物，特别是底栖有孔虫，通常用于大陆边缘层序的区域性对比，但是它们对断定年代变得不重要了。此外，由于大多数底栖生物分布的局限性，它们是不适合区域间对比的。因此，这项任

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn



(a)



(b)

图 10–5

(a) 表示深海生物年代分带（标记1至4）的年代地层简明图解，因为受海进和海退控制的陆源沉积作用的影响，这些分带通常是不可能在大陆边缘剖面中识别出来的；(b) 说明地层表面提供的物理地层框架与动物及植物分带体系提供的年代框架相结合的重要性的年代地层图解。这种结合产生了较之（a）图所示更高分辨率的地层划分

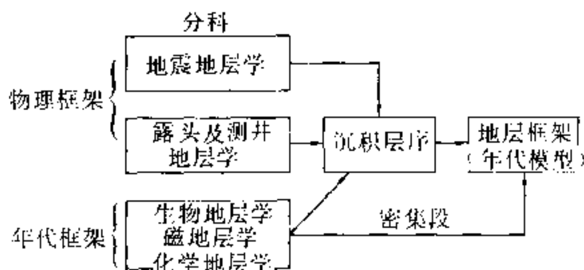


图 10–6 说明密集段在层序地层学各主要分支相结合以形成一个年代模型中所起作用的图解

务要求将深海中建立的浮游微古生物年代分带体系应用到生物地层学根本不完善的大陆边缘地区。

由于沉积剖面中所有生物的分布都是受环境控制的，所以为了建立同时性生物地层对比，重要的是要能够观察一个独立的地层框架内的生物分布。在深海中，这个框架照例是由磁性地层学和化学地层学提供的。然而，在大陆边缘，这种框架，即使可供利用，也是分段的和不完整的，因为频繁产出不整合以及有关的侵蚀作用。幸运的是，大量的物理界面（图 10–5（b））、可以提供一种半独立的地层框架，可以对其中的生物地层观察结果作出评价。对大陆边缘地层学，三个重大界面是至关重要的——层序界面，海进面和下超面（图 10–5（b））。层序界面是最广泛的。它可以借从非海相进入深海相环境加以识别，和借地层上超或削截加以定义。海进面是作为高能（以波浪为主的）近岸相侵入下伏地层的海进时期形成的，引起了小的侵蚀作用和海进型海滩朝盆地方向的沉积非补偿作用（海泛面）。下超面代表了一种海进时期产生的非补偿面，随之形成了一个面，在这个面上面前积了下超的三角洲斜层。这三个类型的界面与沉积层序及密集段伴生，可以预测产生于沉积岩石记录内部，并提供了用以评价海进和海退作用对大陆边缘剖面中断代微古生物分布影响的框架。

本文试图证明成功地进行区域性大陆边缘对比和断代的关键，是通过利用沉积层序界面（物理地层学）与集中于密集段中的生物地层学资料相结合的方法，设计出一种绝妙的年代控制方法，这种方法是由进入到沉积速度较高的大陆边缘剖面的开阔海洋微古生物（生物年代分带）提供的年代控制方法（图 10–6）。密集段的地层学产状是可以预测的，因为这些段

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

形成于相对海平面快速上升时期（图 10−7；又见本书 Posamentier 等人文章）。密集段在空间和时间上的这种可预测性，使得它们在地层学中非常重要：（1）作为一种独特的地层单位，它可以从物理上，从深海对比到经典的大陆边缘露头剖面（图 10−8）；（2）因为它集中了年龄确定所必需的断代微古生物和自生矿物。产生密集段的事件同样导致产生、集中并在某种情况下保存有机物质。

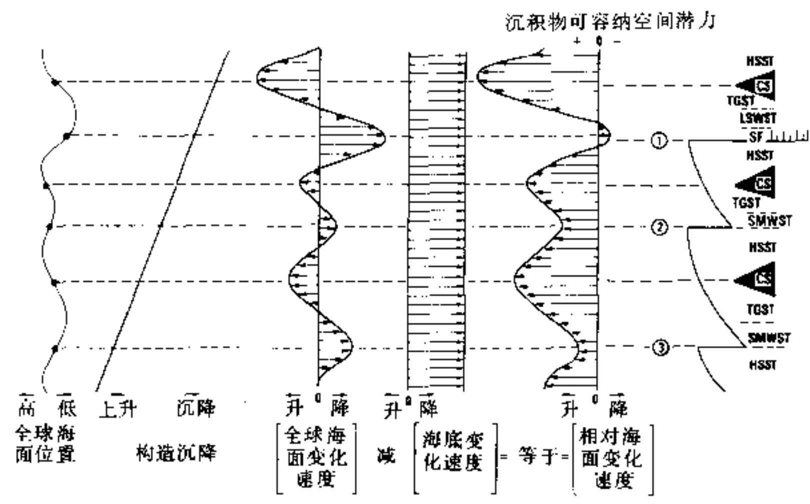


图 10−7 描述全球海面、沉降、全球海面变化速度、沉降速度、可容纳空间变化速度的一维模型以及算出的海岸上超曲线（据本书 Posamentier 和 Vail 文修改）

层序边界 1 处负值可容纳空间值代表沉积物搬运到盆地内，从而形成海底扇的一个时期。当形成层序边界 2 和 3 时，沉积物可容纳空间值保持为正，并有可供沉积的空间。密集段形成于与全球海面上升速度最大时期伴生的可容纳空间峰值处

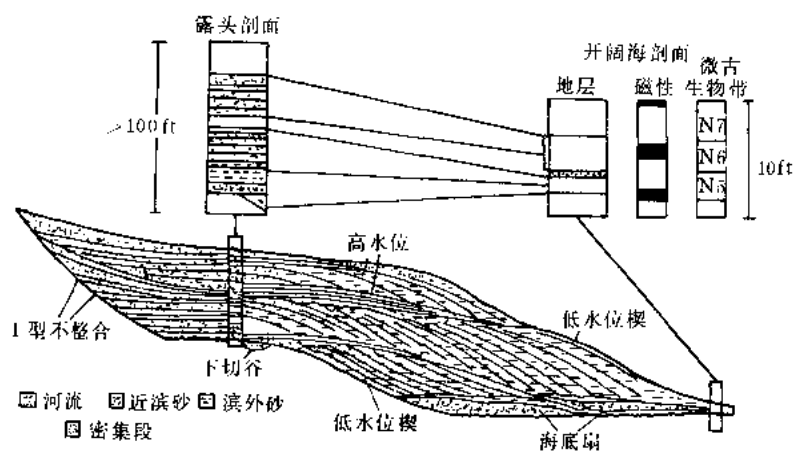


图 10−8 说明密集段分布的深度—距离横剖面，它提供了深海沉积剖面与露头剖面间的物理联系。

在露头剖面定义的经典时间岩石单位，通常代表仅占岩石记录一部分的滨海至非海相环境

本文定义了密集段，并讨论它们在沉积层序中的位置，以及与密集段发育伴生的水深变化。文中提供了一系列例子，以说明露头中和地下密集段的性质，以及密集段对地层学的重要性。

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

二、密集段的识别

1.定义

密集段是薄层海相地层单位，由远洋到半远洋沉积物组成，以极低的沉积速率为特征。它们在海岸线的最大区域性海进时期面积最大。

密集段通常与视海相沉积间断相伴生，并且往往以薄层但是连续的、被潜穴的、轻微石化的地层（缺失面 omission surface）的方式产出，或者以海相硬地的方式产出（例证见 Bromley，1974；Kennedy 和 Garrison，1975；Vail 等，1984；Baum 等，1984）。密集段还可能以丰富的、多种多样的浮游和底栖微古生物组合、自生矿物（海绿石、磷灰石和菱铁矿）、有机质和斑脱石为特征，并可能拥有较大浓度的铂族元素，如铱。大多数洋盆沉积物处于密集段定义范畴内，因为深海中沉积速度通常是低的（＜1cm／1000a）。然而，本文主要涉及由于相对海平面的相对快速上升，在海岸线的海进时期在大陆边缘形成的那些密集段。

2.沉积层序和密集段

作为一个薄的沉积单位，密集段在一个沉积层序的中部，从盆地伸展到陆架（图 10–9(a)）。然而，在时间—距离关系图上，因为它是由于相对海平面上升和海岸线突然海进造成的沉积速度极低的时期产生的，密集段具有远大得多的重要意义。随着海岸线的海进，与浅水沉积物伴生的陆源沉积中心向陆地方向迁移，有效地饥饿了先已存在的陆架地区和陆源物质盆地的较深部分。

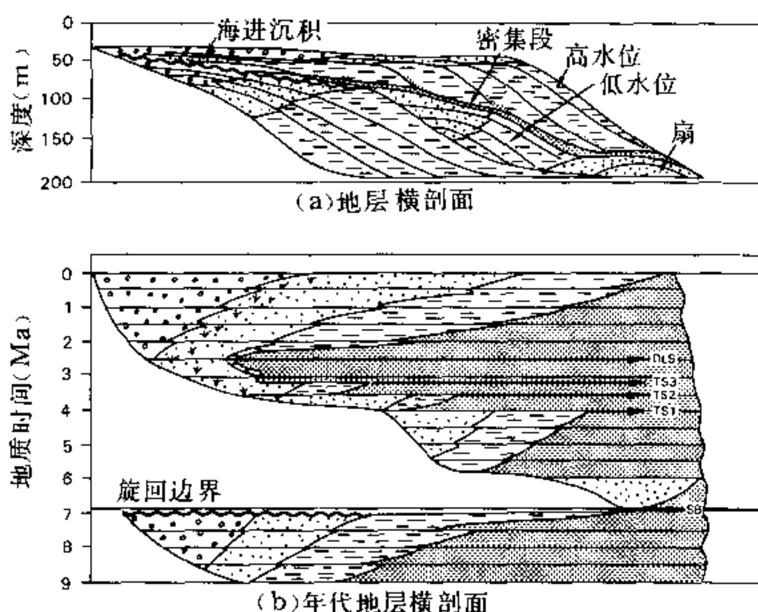


图 10–9

(a) 沉积在高水位体系域顶面上的 1 型沉积层序的深度—距离图解，密集段（薄的密点部分）在层序的中部，并与海进及高水位体系域的远端部分相结合；(b) 图 (a) 所示同一层序的时间—距离图解，密集段（密点区）代表海岸线跨过陆架海进的缓慢沉积期。注意提供物理地层框架的三个重大界面：层序界面（SB）、海进面（TS1）和下超面（DLS）

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

沉积层序以不整合和与之可以对比的整合面为界（图 10–9（a）（b））。层序边界以沿其延长方向的一部分出露水上和上覆地层上超其上为特征。下伏地层的削截也是沉积层序边界的相对常见的特点。在沉积层序内部，存在另外两个重大界面，它们把沉积层序划分为名叫体系域的成因组合（Van Wagoner 等，本书）。这两个面是首次海进面和下超面（图 10–9（a）（b））。海进面是高能近岸环境跨过下伏地层海进时期产生的。首次海进面及其对应的海泛面，在低水位体系域与上覆的海进体系域间形成了一个界面。下超面是个饥饿面，它也是在陆源沉积中心向陆地方向迁移的海进时期开始形成的。之后，下超面被前积的斜层掩埋，这些前积斜层在海岸线海退时期下超到下伏体系域的顶部。

海进面和下超面是构成沉积层序的系列体系域间的界面。每个体系域、低水位、海进、高水位以及陆架边缘体系域，单凭其界面性质以及体系域内部准层序迭置方式的几何形态就可以定义（Van Wagoner 等，本书）。

体系域基本上受全球海面变化控制的相对海平面变化的响应。在碎屑沉积物中形成 1 型沉积层序时期（见 Vail 和 Todd，1981），在一个全球海面升降周期中，产生三个体系域。

当海面下降速度超过沉积滨线坡折带处的沉降速度时，陆架上的沉积物可容纳空间显著减少。沉积物路过陆架，并可能形成低水位扇（图 10–9）。

随着相对海面下降速度降低到最低值，并随后开始上升，陆架最上部处的沉积物可容纳空间增加，并形成一个受局限的单元，低水位楔。低水位体系域内包括低水位扇和低水位楔。随着海面上升速度朝最大值方向增加，陆源碎屑沉积物的沉积中心，迅速跨过陆架海进，沉积一系列侧向伸展的近岸沉积，名为海进体系域。海进体系域通常以整体向上加深的趋势和陆源沉积物整体向上减少的一个垂直层序为特征。最大海进与海面上升速度最大点相伴生或在其后，在此期间，陆源碎屑沉积作用越来越局限在更靠陆地方向的地区。半远洋和远洋沉积物可能在陆架的一个广大面积上沉积下来，开始形成一个密集段。随着相对海平面上升速度开始减慢，沉积物可容纳空间逆倾向减小。于是沉积中心朝盆地方向前进，形成高水位体系域；它以向上变粗、向上变浅的趋势以及陆源沉积物含量向上增加的一种垂向层序为特征。在前积斜层远端趾部的沉积作用开始很慢，代表密集段的继续。因此，正象刚才定义的那样，密集段与海进和高水位沉积物远端部分的缓慢堆积沉积物共生。沉积层序沉积作用模式的更详细讨论，见本书 Posamentier 和 Vail 的文章。

3.水深和密集段

通常，密集段与沉积层序期间最大水深相伴生。在缺乏沉积物时，最大水深发生在全球海面上升速度与沉降速度之和最大的时刻。

水深是相对海平面的函数。水深也是沉积物收获量的函数。沉积物收获速度和数量直接影响陆架边缘处任何一点的水深。少的沉积物收获量把最大水深点的时间推迟到晚于（或朝盆地方向更远）全球海面上升最大速度点的时间（图 10–10，B 井）。反之，大的沉积物收获量意味着最大水深点可能产于靠近全球海面上升最大速度点处。通常，最大水深点将处于全球海面上升最大速度点与全球海面变化（eustasy）最高点之间时间间段的中心附近（图 10–10，A 井）。因此，古水深计算值可以用来记录全球海面变化周期产生的海进和海退。沉积物收获速度对确定水深变化时间有重大影响，然而，每个水深变化都不直接与全球海面变化相联系。

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

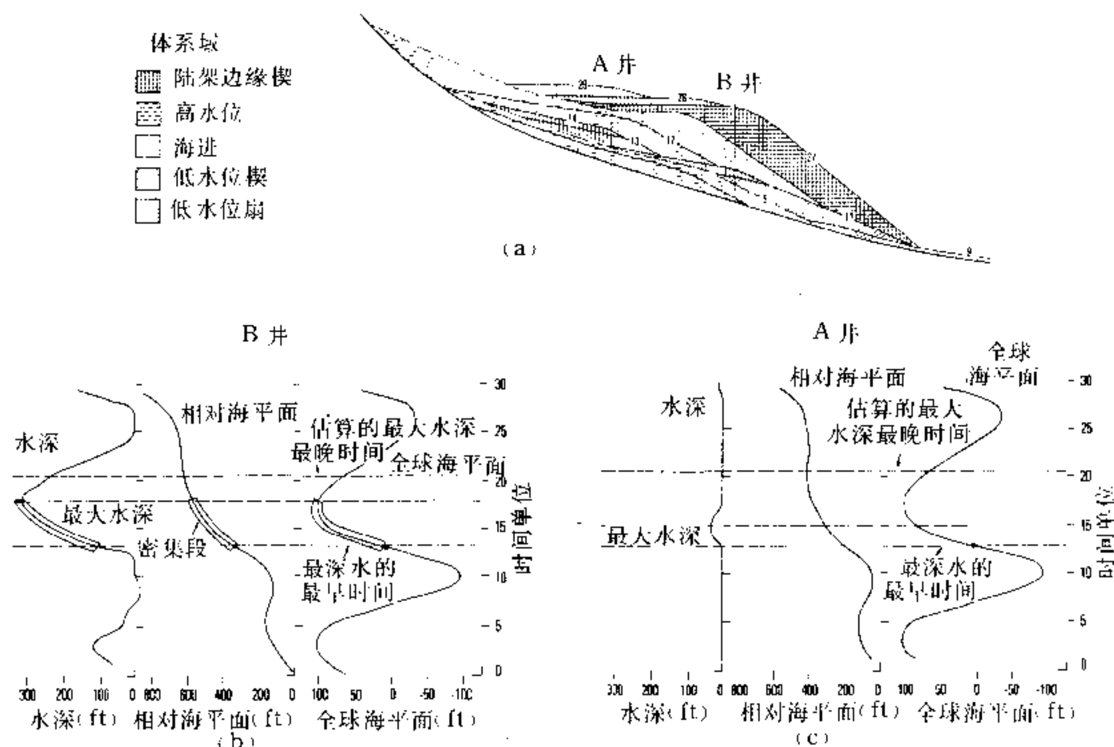


图 10—10

(a) 通过 1 型（时间线 5—21）和 2 型（时间线 21—29）沉积层序的地层剖面，表示 A 井及 B 井的位置。这个剖面是 T.R.Nardin 和 H.W.Posamentier（个人通讯，1984）利用三个变量——全球海面、沉降和沉积物供应（设单位时间供应等量的沉积物）编制的。(b) B 井处的全球海面、相对海平面与水深随时间的变化关系。最大水深发生在密集段中低沉积速度期末的时间 18 处。(c) A 井处的全球海面、相对海平面和水深随时间的变化关系。最大水深发生在时间 15 处。A 井处没有形成密集段，因为在这个时期，在 B 井处形成密集段时，陆源沉积是连续的

三、密集段的地震表现

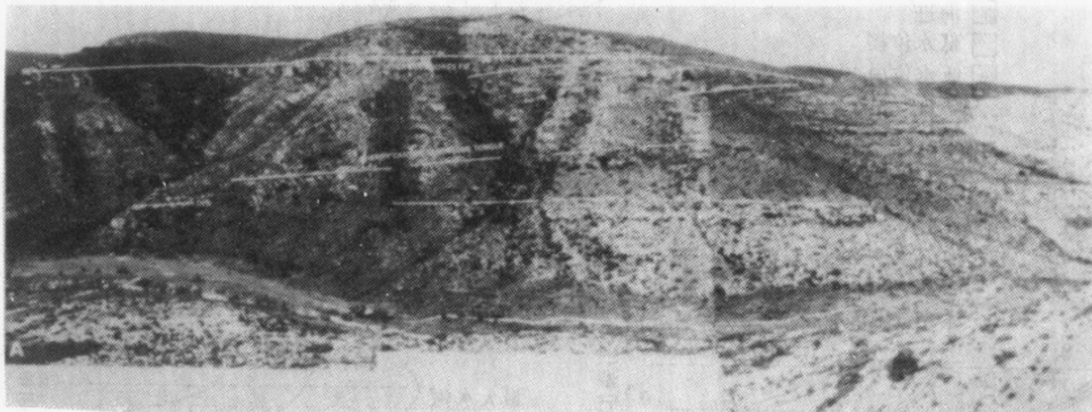
在地震剖面上，通常由高水位体系域的前积斜层的底面来证实。每个斜层都下超到下伏的海进和低水位体系域上。因此，下超面通常是密集段存在的一个很好标志。在露头剖面中和测井曲线上，下超面这个词还被用来定义一个与密集段伴生的、在无沉积作用或者沉积作用极缓慢时期形成的一个面。

在很多露头例证中，下超面代表一个缺失面（omission surface）。通常不可能在露头中观察到前积的高水位斜层的下超。然而，我们相信，下超面这个词通过高水位沉积物的前积确切地说明了与密集段条件的停止伴生的沉积作用性质。下超面常常是潜了穴的和生物扰动过的，或者有时候是石化的和钻了孔的。无沉积面或下超面只能在某种海洋条件下形成，例如，当洋流妨碍了任何远洋沉积的时候。通常，有某种形式的沉积作用发生，或是远洋沉积，或是自生沉积。

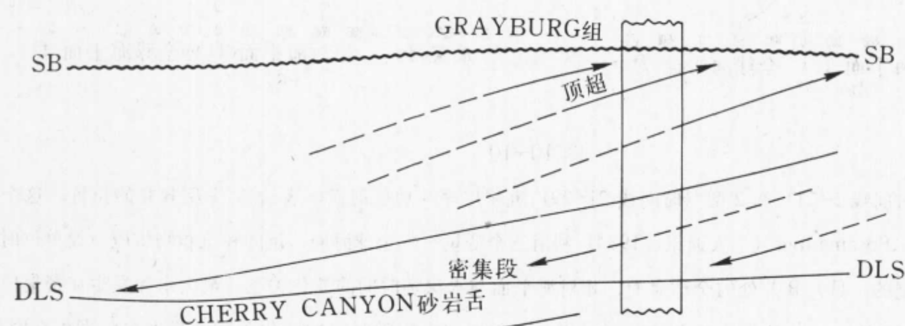
Guadalupe 山脉东侧 Last Chance 峡谷切过中 Guadalupian Cherry 峡谷砂岩舌和上 San Andres 及 Grayburg 组。这个峡谷下切暴露一个与密集段伴生的地层几何结构的很好例

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

证，其规模可以用地震反射法加以分辨（Sarg 和 Lehmann，1986；又见本文图 10-11 (a)）。下超面发生在上超于 San Andres 组的 Cherry Canyon 砂岩舌的顶部。上 San Andres 组的前积斜层下超于 Cherry Canyon 砂岩舌下段之上（Sarg 和 Lehmann，1986）。Cherry



（a）







（b）

图 10-11

(a) 新墨西哥 Guadalupe 山脉 Last Chance 峡谷暴露出来的地层几何结构的照片和示意图解。下超面在 Cherry Canyon 砂岩舌下段顶面上上 San Andres 组及 Cherry Canyon 砂岩舌的前积斜层的底部。层序界面出现在 Cherry Canyon 砂岩的底和上 San Andres 组的顶。(b) 通过中 Guadalupian 沉积层序的简化岩性剖面（示于 (a)），说明密集段及高水位体系域内发生的变化。最深的水与最静的能量与密集段相伴生。在前积的高水位体系域的顶处沉积环境变浅、能量增强

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

Canyon 砂岩舌的顶部被强烈地潜穴，而上 San Andres 组斜层的趾部以沉积在数百英尺水中的白云质泥岩为代表（图 10-11（b））。San Andres 组高水位体系域中的沉积环境，从下超面上方的相对宁静较深水条件，变化到恰在 Grayburg 组下面的以纺缍虫（fusilinid）滩和砂岩为代表的较浅水的条件。

Greenlee 等（本书）在美国东海岸 Baltimore 海底峡谷和墨西哥湾西北部第三系剖面底部识别出一个密集段。这个密集段产于大的前积斜层的底部，它表现为下伏白垩系沉积之上的特征性下超模式。前积的第三系层组沉积之前，白垩系地层的顶面饥饿了相当长的时期。这个地层几何结构的分析说明，白垩纪结束时的一次海平面上升，导致海岸线的一次大海侵，和随后白垩系残留陆架区的饥饿现象（starvation、即非补偿现象）。这种海平面上升，配合海进时期白垩系的连续热沉降，并与和负载有关的沉降（由于第三系沉积楔的前积）相结合，产生了白垩系顶面的相对深水。

密集段地震显示的第二个例证得自新西兰南岛的东海岸。由于一次相对海平面上升，在渐新世至早中新世时形成了一个大的、分布广泛的复合密集段。中生代和第三纪时新西兰的沉积作用以一大的上超—退超旋回为特征，它与太平洋板块与澳大利亚板块的板块构造应力有关。白垩纪至渐新世的沉积作用，以一大的海进层序为代表，构成了许多沉积层序，它展现了一个变质基岩沉积之上的特征性的上超模式（图 10-12（a））。渐新统至现代沉积剖面是一个大的海退层组，也构成了许多沉积层序，它相继朝盆地方向下超于始新统—早渐新统沉积之上。渐新统通常代表了一个缺乏陆源沉积的层段，它形成于白垩纪至渐新世海侵之末。因此，在渐新世以及在晚渐新世—中新世海进之前，形成了一个覆盖新西兰大多数地区的一个密集段。这个密集段实际上代表了新生代时期与许多全球海面升降周期伴生的许多密集段的集结。在这个例子中，一个大的构造旋回与许多全球海面升降周期的相互作用，导致在数百万年期间形成一个大复合密集段。在这个密集岸段形成时期沉积的沉积物，主要是海绿石质灰岩和泥灰岩，它们常常受到潜穴和生物扰动。钻入渐新统密集段的探井，提供了在岸外远处的井中多达 15Ma 的无沉积作用或低沉积速度，以及在 North Otago—South Canterbury 区露头剖面中小到 1 至 2Ma 或更小的无沉积作用和低沉积速度的证据（图 10-12（b））。新西兰的渐新统密集段形成有两个原因：（1）长期的构造热沉降和白垩系至渐新统在大陆边缘形成的负载，（2）早至中渐新世时期的高全球海平面，加大了新西兰渐新世陆架区的饥饿程度。由晚渐新世时期以及随后时期太平洋板块与印度板块间挤压力的增强（Walcott，1978），和 30.0Ma 时海平面的一次大的降落，结束了这个密集段（Haq 等，1987）。早中新世由于挤压引起的新西兰地区抬升，提供了陆源沉积的物源，它们跨过渐新统密集段逐渐前积。

新西兰的例证提供了识别密集段的地震标志的一个最好说明。海平面与沉降作用相结合的协同作用，产生一个大的、区域广泛分布的密集段。自白垩纪至渐新世的长期沉降，继之以渐新世至现代的海退旋回，提供了一个沉降作用长期影响的例证。新西兰地区叠置于大沉降周期之上的海平面波动，造成了每个沉积层序内部更为局部的岩相分布。

全世界大陆边缘上常常出现早至中渐新统密集段，为 30Ma 海平面重大下降之前，在渐新世时期出现一次重大海进提供了很好的证据。新西兰渐新统提供了沉降作用和海平面运动对地层几何结构影响的一个惊人的例证。

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

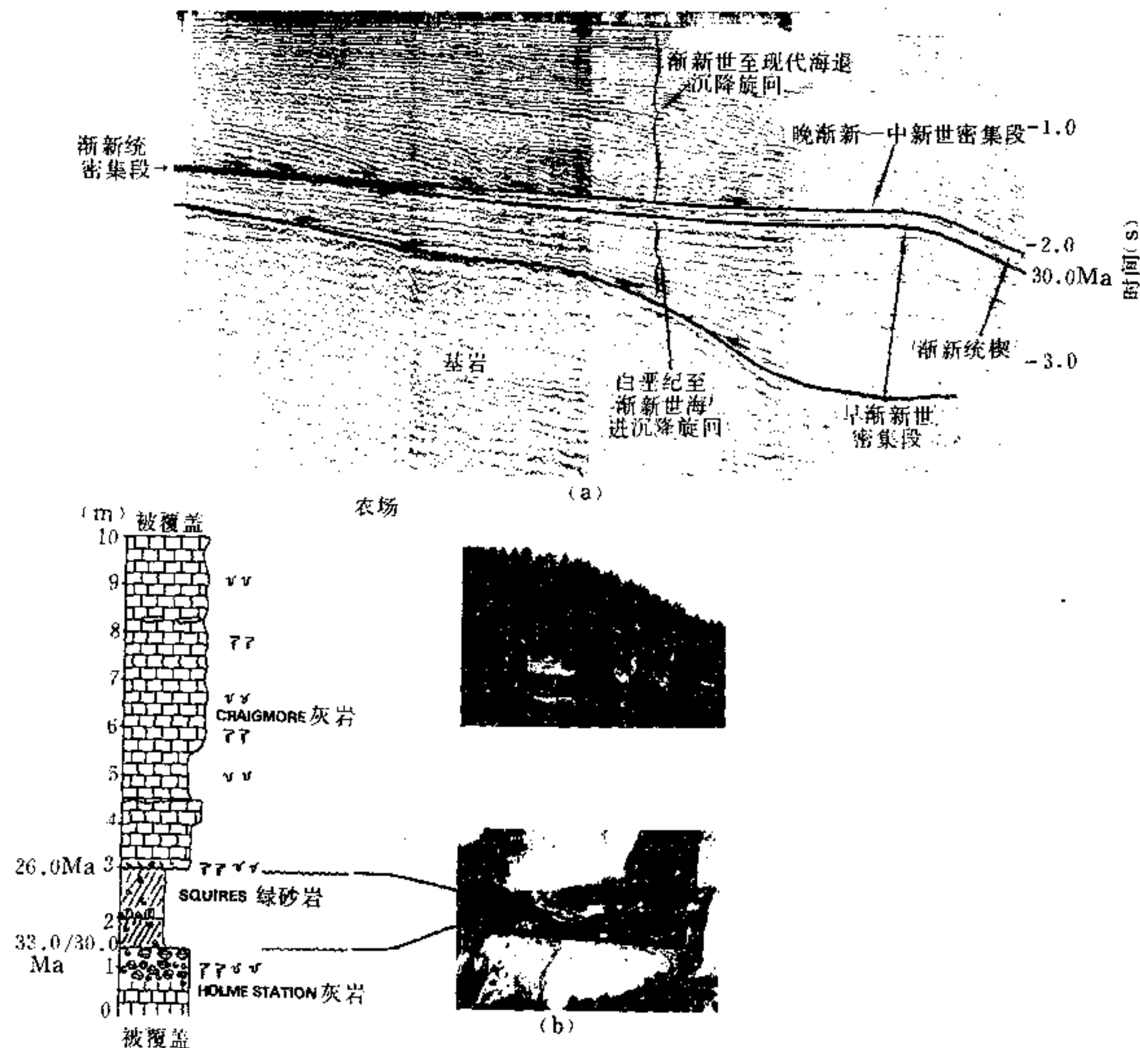


图 10-12

(a) 新西兰东海岸一重要渐新统密集段的地震显示。此密集段在一次大海进之末分布最广泛，该海进由白垩纪延续到渐新世。在东端（右侧），该密集段借渐新统沉积(?)注入分为两部分。构造诱发的海进借一大的早渐新世海面上升而增强。(b) 取自新西兰 South Canterbury 的 Squire Farm 处剖面的岸上地层柱状图和照片。与 (a) 中所示岸外集结密集段的持续时间（10—15Ma）相比，在 Squire Greensand 底部的密集段具有相对短的持续时间（1—2Ma）

四、密集段的实例

本节提出的例子说明了密集段的性质和重要性。第一个实例提供了一套说明密集段特征的易于识别和可以证实的资料。墨西哥湾中的 Wisconsinan 到全新统的过渡带(transition)，提供了一个古老密集段的极好对应例证。得自墨西哥湾海岸平原的一系列实例（图 10-13），提供了古老密集段以及利用各种方法，其中包括地震和测井分析在露头和地下剖面中识别它们的实例。实例 4 和 5，说明了密集段在发展墨西哥湾海岸平原地层学中

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

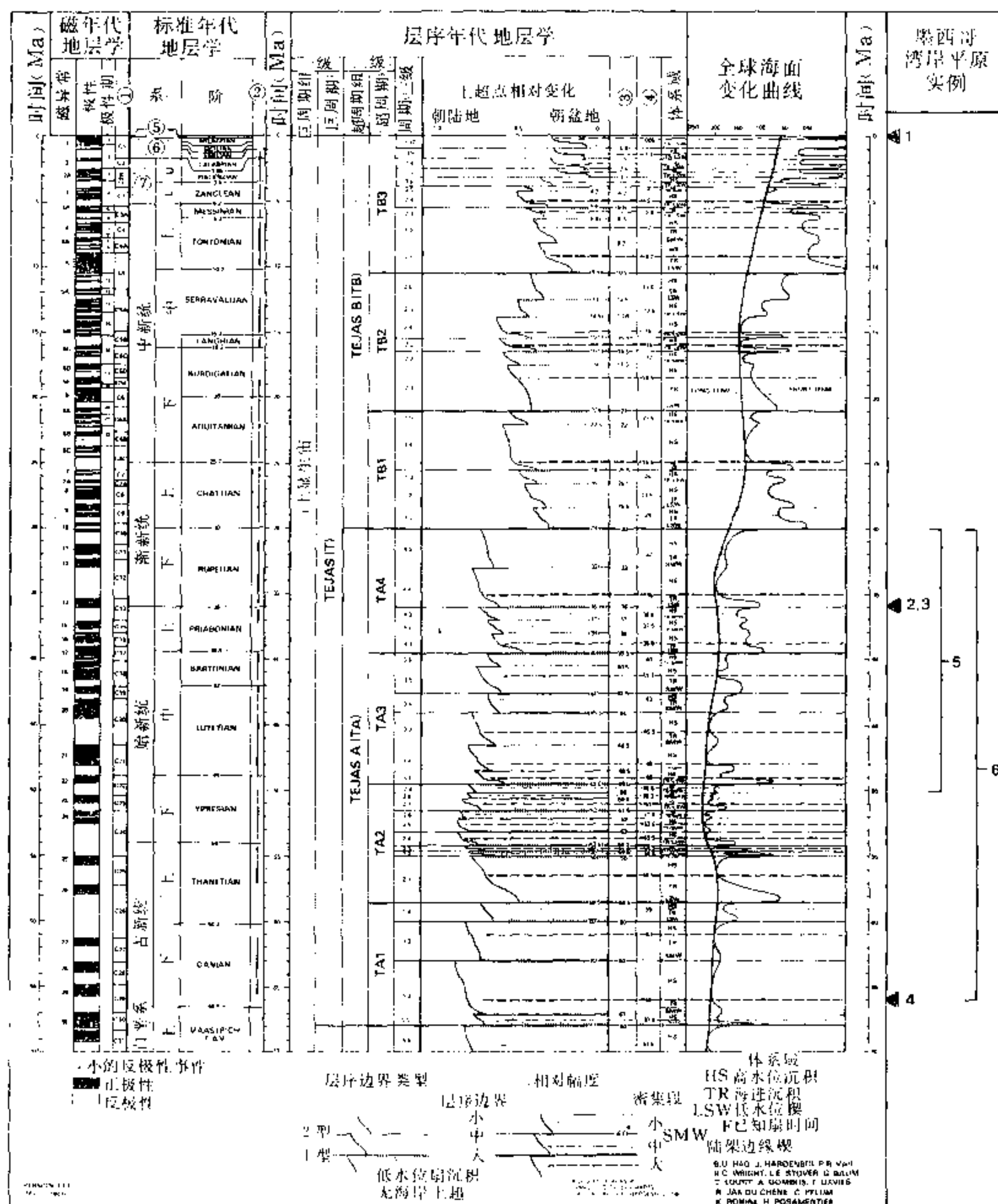


图 10-13　新生代海面升降周期曲线图

据 Haq 等人（1987）修改，表示文中讨论的墨西哥湾海岸平原实例的年代。图中①极性年代带；②阶的层型延伸情况；③层序边界年龄；④下超面年龄；⑤全新统；⑥更新统；⑦上新统

所起的作用。最后一个例子说明了 Cenomanian-Turonian 密集段的对比，和密集段详细分析对地层学、古海洋学和生油岩预测的重要性。

1.墨西哥湾——Wisconsinan 至全新统过渡带

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

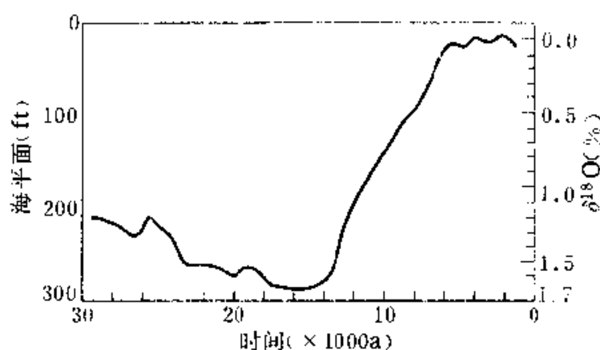


图 10–14　过去 30ka 间累计的氧同位素记录

记录代表了近似的海平面指数，并且是标定到最后一次冰期至间冰期过渡带大约 300ft（91m）的海平面变化

现今的海平面是大约 6000 年前达到现今的海面的，它高于 50000 年前的海面位置（图 10–14）。全球海面上升最快和幅度最高，始于大约 14000 年前左右的更新世最晚期，结束于大约 7000 年前的全新世（Mix 和 Ruddiman，1985）。在这个期间（14000 年前至 7000 年前），全世界的大陆架上，开始形成密集段。事实上，相对海平面还在上升，虽然很缓慢，并且在很多地区，在内陆架上，还在发生海进。在高沉积速度区，如密西西比河口，以密西西比三角洲为代表的高水位沉积作用，正在远朝盆地方向，在残留的外陆架和陆坡上发生着。如今，中部和外部大陆架陆源物质是贫乏的，并且提供了说明密集段性质的很好类比对象。Wisconsinan 到全新统的过渡带，提供了了解古老密集段信息的内情。现今大陆架上，无论是浅水或是深水，在沉积物类型上的巨大纬度变化都证明了，简单的概括不适合于描述密集段的地质情况。

过去 30,000 年间密西西比河流体系的地质演化的一个简要和非常概括性的描述如下。由于大约在 25000 年前全球海面的降落，海岸线（shoreline，滨线）突然向盆地方向移动到大约相当于现今陆架陆坡坡折带的位置上（图 10–15）。在 25000 到 14000 年前，沉积物的沉积，局限在墨西哥湾盆地中。河流体系，如 Brazos、Rio Grande（格兰德河）、Neches、Sabine、Calcasieu、Mermentau 和密西西比河，都把沉积物直接沉积到盆地中，或者沉积到沿现今陆架陆坡坡折带和上陆坡的沉积中心中（Suter 和 Berryhill，1985；Fisk 和 McFarlan，1955）。现今陆架区的大部分是暴露出水面的（Fisk 和 McFarlan，1955；Frazier，1974）。

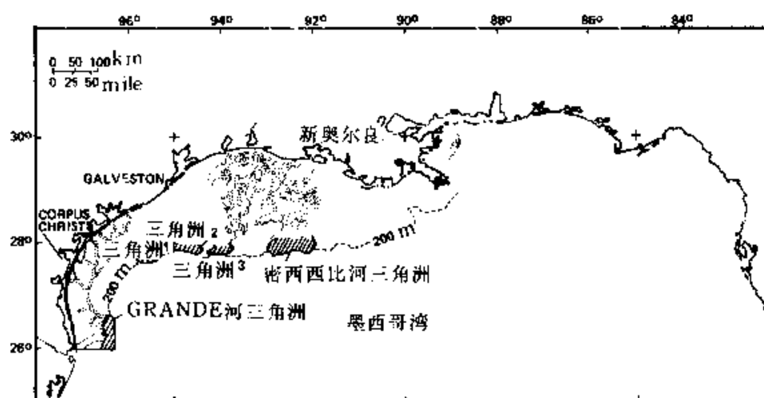


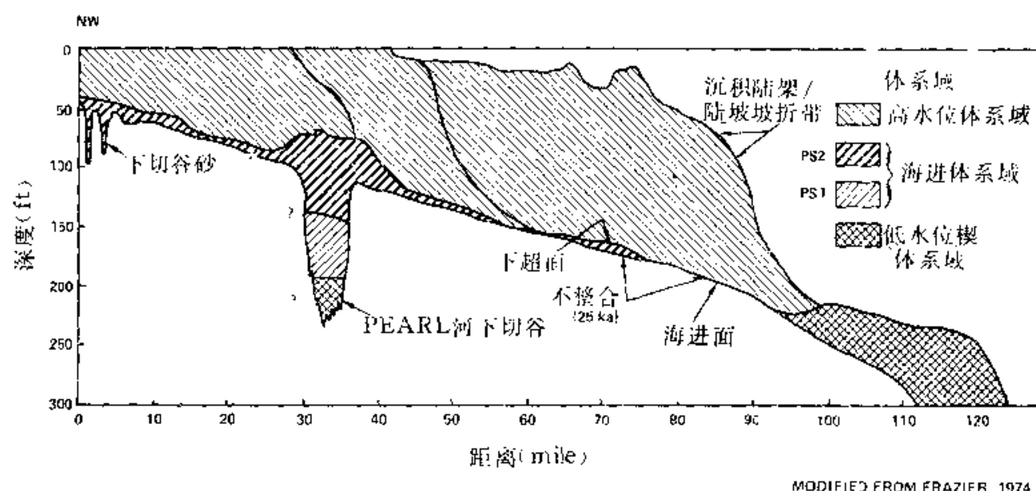
图 10–15　高居于现今地文陆架陆坡坡折之上的一系列三角洲，因其几乎与陆架陆坡坡折相吻合，从而约略地确定出最后一次大的（25000 年前）低水位海滨线的位置。现今陆架代表的地区被许多河流体系切割，它们向墨西哥湾深处供应碎屑沉积物

（Fisk 和 Mc Farlan，1955）

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

继 16000 至 14000 年前开始的海平面上升之后，主要的沉积物分布地点突然从墨西哥湾向陆地方向移动到现代海岸线的朝陆地方向的某一海岸线的位置。沉积物沉积位置的这种迅速迁移是由大约 300ft 的全球海面上升产生的（图 10-14）。14000 至 7000 年前海岸线进积的净效果是切断了大量陆源沉积物向墨西哥湾盆地和现今陆架区的供应。在现今陆架上形成的一个大的假整合以无沉积作用或者极少量的半远洋到远洋沉积作为特征。

Frazier（1974）在密西西比三角洲区识别出的海相假整合，实际上代表了彼此重合的两个分开的表面。这个海相假整合可能代表了：(1) 由近滨相进积形成的一个海进面，一个不规则的、有时是侵蚀的表面；(2) 称作下超面的一个无沉积作用面，或者非常缓慢的沉积作用面。在很多地区，海进面和下超面可能是重合的。在有些地区，它们被海进体系域的沉积物分开（图 10-16）。



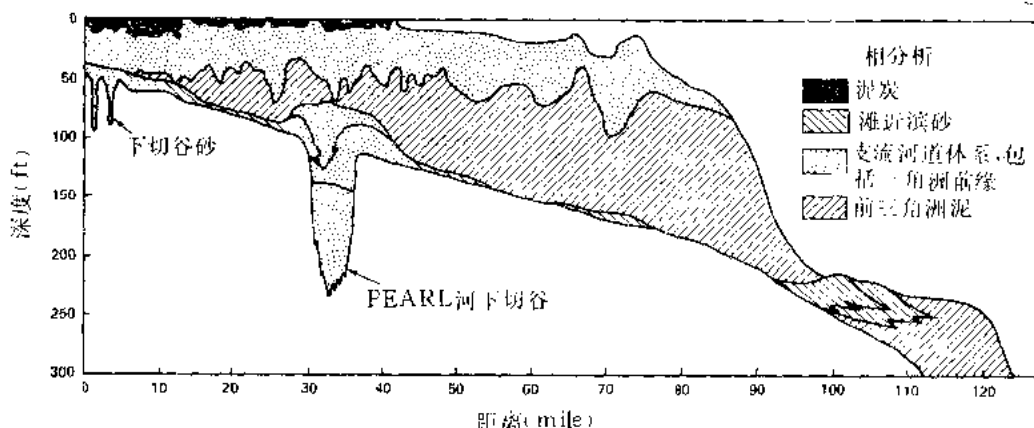


图 10-16

(a) 晚威斯康星至全新世沉积层序图，表示晚低水位楔、两个海进准层序和一个高水位体系域。剖面位置从新奥尔良向东南通过 Saint Bernard 三角洲复合体内众多的三角洲朵叶体。(b) 晚威斯康星至全新世沉积层序，表示主要岩相分布。最深的水深、最丰富和最多样的化石与高水位的最低部分的前三角洲泥和海进体系域伴生

在过去的 6000 年期间，海面上升速度已经降低到可以忽略不计的程度，在此期间，海面几乎保持不变。在密西西比河附近，沉积物的供应大到足以充填淹没的河口湾和河谷，并

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

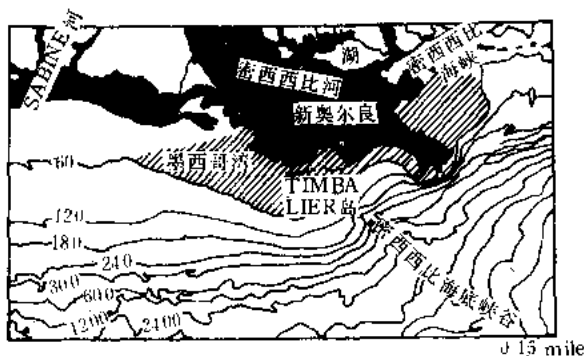


图 10-17 前积的高水位体系域海岸线位置（现今的海岸线）

密西西比三角洲高水位已经前积到几乎低水位海岸线的位置，这个海岸线是根据距离三角洲近 300ft（91m）和靠三角洲沉积负载影响地区附近 600ft（183m）确定的。在密西西比三角洲之下可以识别出密集段（斜线区）和远离密西西比河沉积物供应影响的广大现代陆架区（阴影区）

产生高水位体系域的重大前积。密西西比三角洲的滨线几乎各路都前积到先前的低水位滨线处（图 10-17）。三角洲已经跨过海进时期和前积作用早期形成的密集段顶部（图 10-16）。密西西比河三角跨过陆架前积之前，三角洲下面的现今陆架区上陆源物质的供应是非常贫乏的。由于 14000 到 6000 年前海面上升大约 300ft，水深由零增加到大约 600ft（现今地文陆架陆坡坡折带附近）。水深增加的 50%，是由于沉积物（Fisk 和 MacFarlan，1955）和水对下伏沉积物的负载造成的。由于滨线海进引起的沉积作用减慢和水深的增加，密西西比三角洲下面的密集段中，微古生物的丰度和种属多样性高（图 10-18）。丰度的增加主要是由于沉积速度降低。多样性的增加部分是由于与水深增加及 14000 至 6000 年前全球海面上升伴生的多种底栖和浮游微古生物的沉积。由沉积速度降低和水深增加引起的微古生物集中，是古老密集段的重要特征。

密西西比三角洲之外，密集段依然暴露（图 10-17）。几乎所有注入墨西哥湾的河流体系的流域盆地都很小，今天供应这些河流的沉积物，都不足以在陆架上产生任何重大的三角洲的前积（Gould 和 Stewart，1955）。这层薄薄地覆盖了晚威斯康星期（Wisconsinan）陆上暴露表面的沉积物，由全球海面低水位时期沉积的加过工的沉积物、从悬浮物中沉积下来的半远洋沉积和可能由密西西比河搬运来的半远洋沉积，以及由墨西哥湾海表层水产生的远洋物质组成（Shepard 等，1960）。墨西哥湾中 Wisconsinan—全新世密集段的特征从东向西变化很大。东部陆架区的特征是碳酸盐岩环境，而西部陆架主要为碎屑环境，伴有孤立的碳酸盐岩滩。因此很明显，用以识别密集段的标志可以急剧变化，即使是在一个简单的盆地内。

除了岩相资料外，墨西哥湾现代生物相资料为验证密集段提供了一个独立的证据线索。图 10-19 说明了墨西哥湾中底栖有孔虫生物相的目前分布。在墨西哥湾内底栖有孔虫生物相与沉积机制之间，存在一明显的伴生关系（Poag，1981）。陆架上活跃的沉积机制局限于主要河流倾泻的地区。密西西比河是当今墨西哥湾的主要沉积物源。然而，大面积陆架的存在，在目前没有或极少接受沉积，代表了一种密集段。这些地区由 Shepard 等人（1960）划分为残余（relict）和（或者）变余（palimpsest）沉积，并且在德克萨斯和路易斯安纳陆架上以 *Elphidium*，*Elphidium—Hanzawaia* 及 *Bigenerina* 生物相为特征（Poag，1981）。佛罗里达以外的其它残迹沉积物以 *Planulina* 和 *Cibicidoides* 生物相为特征。

当今墨西哥湾内沉积物类型和生物相的这种分布，主要受最后一次冰川以来重大海面上升的控制，其次受：(1) 河流倾泻沉积物的数量和地理位置；(2) 气候（冰期与间冰期）；(3) 大洋环流的控制。自 14000 年前海平面的上升，已经把陆源沉积中心移向陆地方向，但

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

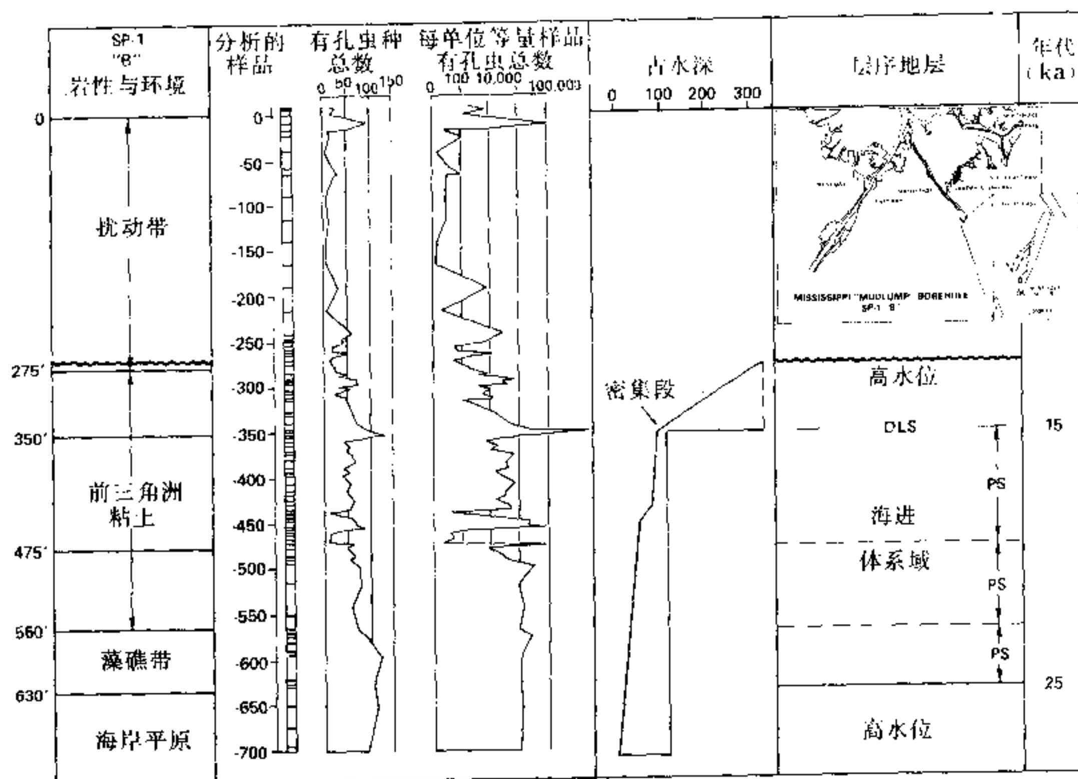


图 10-18　密西西比河口"泥刺"（mudlump）钻孔位置（小插图）和根据钻孔记录解释的岩性、有孔虫丰度、水深和沉积层序

注意在 350ft（107m）前三角洲泥处水深的突然增加，可能与 10000 年前密集段内的无沉积作用相伴生。350ft（107m）处有孔虫丰度的增加，可能与海面上升大约 300ft（91m）引起海岸线进侵（海进）导致的沉积速度降低有关。岩心上部生物种属多样性和丰度的降低与前三角洲泥前积到这个地区以及生物群落被陆源碎屑沉积物稀释有关

是上述其它因素现在正改造着沉积物分布模式，以适应现代的较高海平面。

假定今日在墨西哥湾见到的复杂的沉积物—生物相关系（图 10−19）在过去的 15 至 20Ma 之间保存相当稳定，那么它们随着时间的延长在地理分布上的变化，提供了古密集段的重要信息。例如，有孔虫 *Bulimina* 生物相与现今陆坡伴生，并约略地勾勒出氧最低值带的位置（Poag，1981）。如果有足够数量，buliminids、bolivinids 和 uvigerinids 都可以用来验证低含氧和慢陆源碎屑沉积地区。因此，它们在墨西哥湾地下的分布，可以用来识别古老的密集段。

2.阿拉巴马始新—渐新统边界密集段——露头和生物标记

在两个阿拉巴马西南露头剖面中，跨过古生物确定的始新—渐新统边界记录到的岩性和生物变化层序（小 Stave 溪和 St．Stephens 采石场），提供了一个整体低沉积速度背景中的一个古老密集段的例证。西阿拉巴马的下第三系厚度大于 2000ft，而东阿拉巴马小于 1000ft。在早第三纪时期，阿拉巴马区的沉积速度，大大低于密西西比、路易斯安纳和德克萨斯等地的沉积速度，后面一些地方的下第三系厚度可能超过 10,000ft。然而，即使在阿拉巴马的低沉积速度背景中，海面波动的影响依然可以识别出来。

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

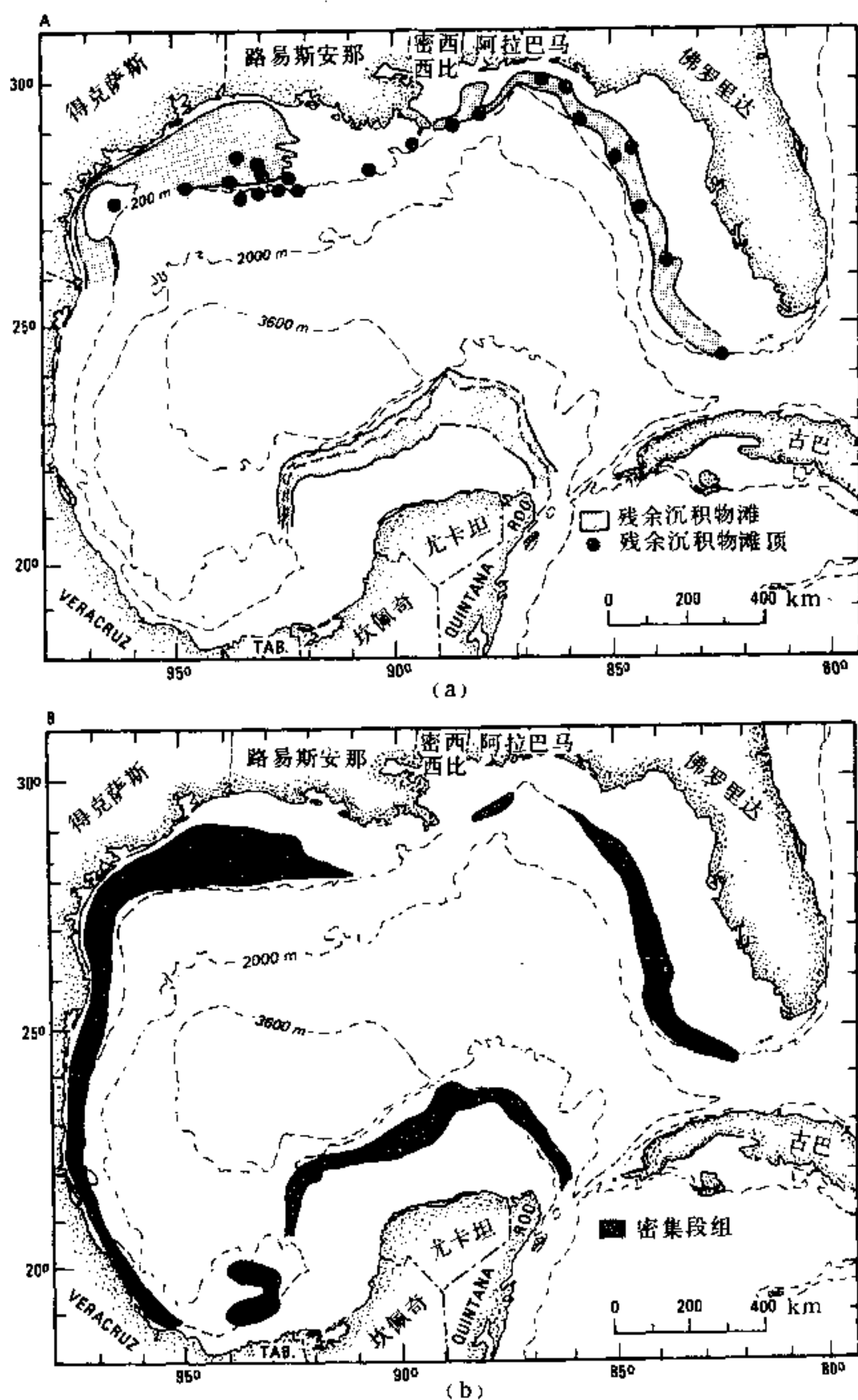


图 10—19

(a) 墨西哥湾内已知残余和变余沉积的分布（据 Poag，1981）。残余沉积物是继 18000 年前冰川最大之后海平面从 15000 年前上升到 6000 年前沉积的。(b) 墨西哥湾中与残余沉积伴生的底栖有孔虫的分布（据 Poag，1981）。*Elphidium*，*Elphidium–Hanzawaia*，*Bigenerina*，*Planulina* 和 *Cibicidoides* 生物组合可以用来识别古密集段

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

小 Stave 溪和 St.Stephens 采石场处的剖面为含化石的、海绿石质泥灰岩（Yazoo 粘土）、一层海绿石质粘土（未命名的兰粘土）、海绿石质粘土和一层泥灰岩与粉砂质灰岩互层（Bumpnose 灰岩）和钙质粘土（红 Bluff 粘土）。密集段把某些 Shubuta 粘土、未命名兰粘土和 Bumpnose 灰岩下部合并在一起（图 10–20，见书后彩图）。未命名粘土主要由远洋微古生物组成，代表海平面上升速度和陆架与盆地陆源碎屑沉积物饥饿程度达到最大的时期（Loutit 等，1983）。Yazoo 粘土内计量的伽马射线整体向上增加，在未命名粘土内达到最大值（图 10–20（a））。向上增加反映了未命名粘土中可能与有机质沉积（及氧化作用）伴生的铀和钾的丰度的增加。

浮游有孔虫 *Globorotalia cerroazulensis cocoaensis* 的最后产出发生，在未命名粘土中（Mancini，1979），始新世钙质超微古生物 *Discoaster saipanensis* 的最后产出发生在 Pachuta 泥灰岩的顶部（Bybell，1982）。此外，在整个密集段，有一有孔虫如 *Bolivina* spp. 和 *Uvigerina* spp.（指示低氧条件）相对丰度的最大值，特别是在 *Shubuta* 粘土、未命名粘土和 Bumpnose 灰岩中（图 10–20（b），见书后彩图）。

Globorotalia cerroazulensis cocoaensis 的最后产出发生在一层低沉积速度的远洋地层内。这一层展示了高伽马射线值，代表了 St.Stephens 采石场 37Ma 沉积层序中部记录到的最深、最低氧浓度的水体。这种重要的微古生物事件、水深峰值、高伽马射线值和低陆源碎屑沉积速度的伴生关系，几乎总是和海岸线的海进以及大陆边缘地段密集段的形成相伴生。

在大陆边缘地段中，这种断代微古生物与密集段伴生的现象是普遍的。某些微古生物带在持续长时间的密集段中可能是迭置的。

3.始新统—渐新统边界的区间对比

浮游微古生物通常为大陆之间沉积层序边界的对比提供了年代控制。本节提供的例证说明了始新统—渐新统边界地区间对比的层序地层学方法。意大利 Priabonian 阶的顶以 36Ma 的沉积层序边界为标志（Haq 等，1987）。Priabonian—Rupelian 边界通常是用浮游微古生物如 *Discoaster saipanensis* 和 *Globorotalia cerroazulensis cerroazulensis* 的最后出现加以逼近和对比的。在阿拉巴马露头剖面中，*G.Cerroazulensis cocoaensis* 的最后出现跨过始新—渐新统边界。墨西哥湾岸平原中，渐新统边界处于一个密集段内 Yazoo 粘土的顶面上（见前节）。此密集段产于 36Ma 层序边界以下 Mint 泉组的底部，它可和 Priabonian 顶面处的始新—渐新统边界对比（图 10–20（a），见书后彩图）。

新西兰始新—渐新统边界是从 Globigerapsis index 的最后出现从古生物学角度来确定的，其古生物近似边界出现在新西兰南岛西岸上 Foulwind 岬角处 Kaiata 泥岩内部的一个密集段中。经解释 36Ma 层序边界处在覆盖 Kaiata 泥岩的小 Totara 砂岩的底上（图 10–21（b））。生物地层对比的同时性已被露头和 DSDP 井位处有孔虫的氧同位素研究所证实（Keiguin，1980；Keigwin 和 Corliss，1986；Burns 和 Nelson，1981）。在底栖和浮游有孔虫的 $\delta^{18}O$ 上的一次急剧的正向迁移（首次由 Shackleton 及 Kennett 报导过，1975），记录了与 *Globorotalia cerroazulensis* 和 *Globigerapsis index* 的最后出现相吻合的冷深洋底水的形成（Keigwin，1980；图 10–22）。有孔虫记录的氧同位素迁移，代表了大洋成层性（stratification[1]）和大洋环流的同时性变化，给出了世界大洋中生物地层事件的一个标度。*Globortalia cerroazulensis cerroazulensis* 的最后出现发生在低纬度 DSDP 井位 292 中 $\delta^{18}O$ 的

[1] 指水流成层。——译者

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

迁移处。*Globigerapsis index* 的最后出现，也和高南纬度 DSDP 井位 277 的重大 $\delta^{18}O$ 迁移相伴生（图 10-22）。*Globorotalia cerroazulensis cocoaensis* 的最后出现发生在阿拉巴马的密集段中（图 10-21 (a)），*Globigerapsis index* 的最后出现发生在新西兰 Foulwind 岬角处不发育的密集段中（图 10-21 (b)）。Priabonian 顶部发生的海岸上超的向下转移（全球海面下降的产物），可以在阿拉巴马州 Mint 泉组底部以及在新西兰的小 Torata 砂岩底部识别出来。

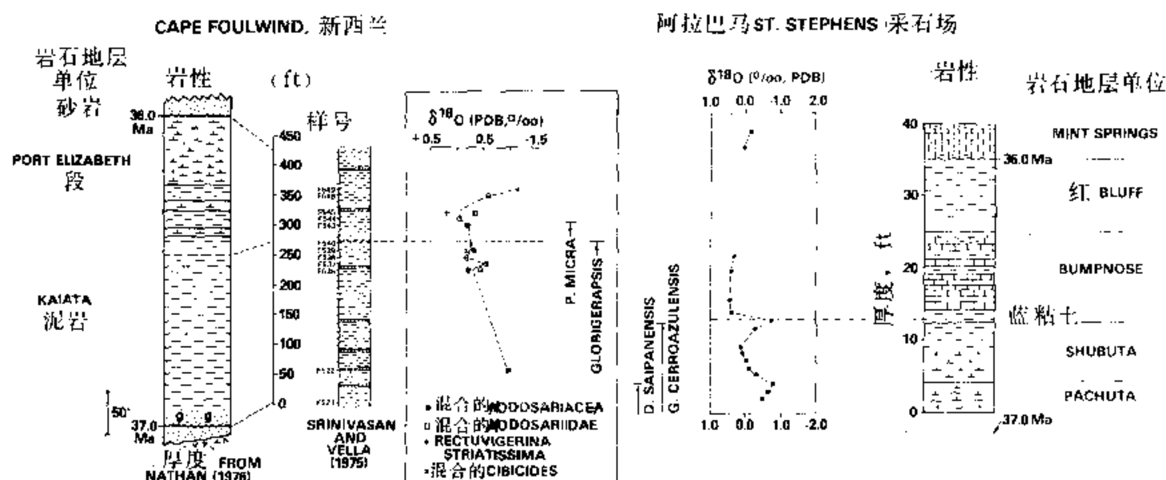


图 10-21　跨过始新—渐新统边界的两个露头剖面的岩性、氧同位素结果和生物地层。

Foulwind 岬角剖面位于新西兰南岛的西海岸，而 St.Srephens 采石场剖面在墨西哥湾岸平原的阿拉巴马境内。两个剖面中始新世浮游有孔虫的最后出现是在一个缓慢沉积的层段内和处在能量降低的沉积环境中 St. stephens 采石场的同位素资料由 L. D. Keigwin 提供（个人通讯，1983）。图中虚线代表古生物逼近的始新一渐新统界面

标准阶界线的地区间对比，可以通过物理地层学（沉积层序）和大陆边缘剖面中与密集段伴生的海相浮游微古生物的生物地层对比来完成。在识别深海剖面中沉积层序边界的物理或化学特征方面的工作还作得很少，而大多数对比是由生物地层、磁性地层和化学地层学完成的。然而，如果在洋盆中的沉积层序边界是可以识别的话，那么大陆边缘剖面的地区间物理对比会变得更加精确。

4.阿拉巴马白垩—第三系边界剖面：露头、生物和化学标记

阿拉巴马州 Braggs 处的白垩—第三系边界剖面是众多重点研究的经典界线剖面之一。根据最近几年对这些界线剖面进行的密集采样的详细研究，显示了在各种沉积环境中密集段上的大量信息。跨过白垩—第三系界面的海相大陆边缘剖面，在陆源沉积（Alvarez 等 1980; Baum 等，1984）和远洋沉积（Arthur 等 1987）两方面，都以低沉积速度为特征。许多开阔海洋的白垩—第三系边界剖面，也展示了缓慢的远洋沉积速度（Arthur 等，1986）。

阿拉巴马境内 Braggs 部面是作为密集段解释的（Baum 等，1984; Donovan 等，本书）。根据古生物资料，边界出现在 67Ma 层序边界上面海进体系域内 Clayton 灰岩段中 3 和 6ft 之间（图 10-23，见书后彩图）。Clayton 灰岩段之上 14 英尺的 Pin Barren 段的最下部，经解释处于高水位体系域下部之中。密集段跨越了富于微晶灰岩的下 Clayton 灰岩段的

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

上部和 Pine Barren 段的最下部。

朝 Clayton 灰岩段顶部微晶灰岩浓度增加（图 10–23（见书后彩图）中 3 至 14ft）说明，这个地层沉积时的水深也增加了，有效地切掉了陆源沉积的供应。Clayton 灰岩段顶是个强烈的高度潜穴和（或）钻孔（?）的表面，它代表了一段无沉积作用时间（Baum 等，1984）。伴随着相对没有化石的、海绿石质的钙泥（lime mud）的沉积，沉积作用重新开始了（Pine Barren 段）。朝 Pine Barren 段顶部陆源成分的增加，说明 Pine Barren 段沉积时，水深可能变浅了。

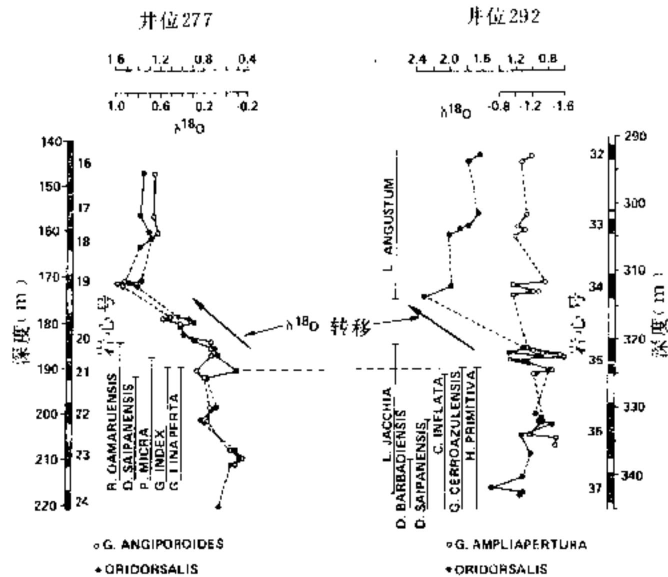


图 10–22 太平洋中 DSDP 井位 277（52.S）和 DSDP 井位 292（16.N）处得到的氧同位素结果（Keigwin，1980）。注意有一个 1/mil 的 δ^{18}O 的转移，它记录了一次同时性的全球底水变冷，和提供了一个同时性事件，用它可以对比新西兰和阿拉巴马大陆剖面中断代浮游种群（靠近始新—渐新统边界）的最终出现。虚线代表始新—渐新统边界的古生物逼近

伴随着密集段，常常发现一种以潜穴或钻孔为特征的无沉积作用表面。"下超面"这个词常常用来描述这种无沉积作用面，它是由密集段的地震显示推导来的（越过整一面下超，见上节例证）。高水位体系域沉积物前积或下超到海进和低水位体系域之上，产生了地震测线上可以识别的下超面。

这个下超面在海岸线最大区域海进和相对海平面上升速度最大时，在面积上分布最广，并且在一沉积层序内，在一给定地理位置处，与一最大水深相伴生。密集段和下超面常可在露头中识别，而前者在电测（图 10–24）和伽马射线测井中也可以容易地辨别出来。伽马射线测井特别有用，因为放射性元素与有机质（Meyer 和 Nederlof，1984）以及常常集中于密集段中的富钾海绿石相伴生。下超面也可以从电测上识别出来，当存在着硬地或者富方解石的地层时尤为明显。下超面通常在电测和伽马射线测井中是可以检测的，因为在这个地方，在退积式迭置的海进体系域之上，开始了高水位沉积的前积（图 10–24）。

由海面上升产生的跨过白垩—第三系界面陆源沉积速度的降低，从来没有在研究界线剖面众多作者中作过充分的讨论。与边界伴生的陆源沉积速度的降低部分地反映了：（1）与边界伴生的生物带的密集性；（2）环境变化的明显突变性；（3）自生矿物的集中；（4）地球化学事件形态上的增强和变化，如 δ^{13}C 的转移，或者尖峰（海相碳酸盐岩中记录到的），以及铂族元素的尖峰。据 Arthur 等人（1987）报导，在开阔海剖面内跨过界线的远洋沉积速度降低，产生与大陆边缘剖面中观察到的生物地层和地球化学事件特征相类似的效果。

Braggs 剖面处白垩—第三系界线产于一个海进体系域内部，代表了 67Ma（图 10–13

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

TA1.2）沉积层序内的部分密集段。大陆边缘剖面中白垩—第三系界线的层序地层学分析，提供了边界事件的更多内幕，即有生物地层事件，也有地球化学事件。在 Maastrichtian 最晚期中的一次全球海面上升，在大陆边缘沉积模式上造成重要的影响，必须被包括在任何描绘跨过白垩—第三系界线的剧本之中。Braggs 的实例使人们明白，在一个沉积框架内，必须进行以采样为依据的观察，并要特别注意沉积速度的变化。

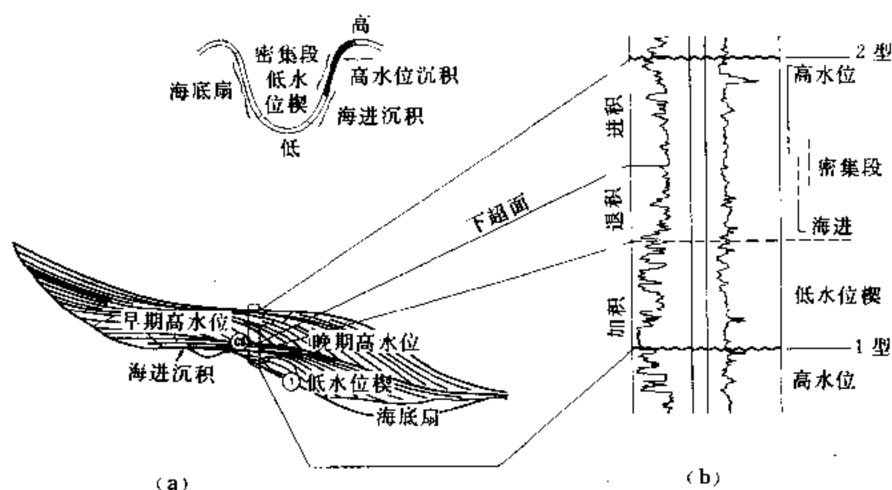


图 10–24

(a) 深度—距离综合图解，说明 I 型沉积层序内产生的体系域。(b) 通过沉积层序的 SP 和电阻率测井。密集段在区域上最容易识别，显示为介于一个向上变细或加深的（退积型）叠加模式和一个向上变浅或变粗（前积型）地层之间的一个页岩段。密集段通常产于每个沉积层序内的最大水深时刻或者在它之前。下超面产于剖面中准层序的叠加方式从退积型转变为前积型的点上。下超面产生于前积着的高水位体系域的下超斜层之下

5.Claiborne 至 Vicksburg 密集段—墨西哥湾海岸平原：露头和地下标志

第五个例子说明根据传统露头剖面同它的地下同层进行的密集段对比。Murray (1961) 在墨西哥湾岸地层学的一个总结中，说明了在 Wilcox 群顶至 Vicksburg 阶底之间沉积的沉积物中，有三个薄的、含化石的、深水层位（密集段）（图 10–25）。Cane 河组底，Crockett 和 Jackson 组，以及它们在墨西哥湾沿岸的侧向相当层位，都代表海岸线的最大海进和最大水深时期。每次海进，都假整合地（disconformably）覆盖在水退的、前积的地层之上，如 Wilcox 群，Sparta 砂岩和 Yegua 组。Claiborne—Vicksburg 剖面中这些海进—海退层组的旋回性，长期来被人们用作湾岸盆地内区域对比的基础（Murray，1961）。每个旋回传统上都是以该旋回海进部分底部的海相假整合为界。Sparta 砂和 Yegua 组内部也曾识别出更高级的旋回（Murray，1961），但未作过广泛对比。Stenzel（1952）在 Claiborne 阶内更高一级海进—海退旋回中识别出许多附加的海相假整合，并且能够通过许多湾岸地区 Claiborne 露头带对它们进行对比。

由于地下有大的页岩层束，Cane 河组及 Crockett 与 Jackson 组容易识别（图 10–25）。其露头及地下浅处的例子示于图 10–25 中，Cane 河组下部及 Crockett 与 Jackson 组以中到外浅海环境为代表。在图 10–25 中较深的地下实例中，外浅海到上半深海环境与密集段相伴生。Sparta 和 Yegua 组砂的含量也大为降低。关键（或标准）断代微古生物与

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

每个密集段伴生，并提供了确定主要沉积层序年代所必须的资料。在露头剖面中观察到的相同的三个海进—海退旋回，在地下实例中容易识别，尽管沉积环境有了很大变化。这些密集段仅仅构成了图 10–25 中所示沉积剖面的一小部分；然而，它们在确定 Claiborne 剖面年代上却是个关键。过去 100a 之间地层学的努力，曾经证明了从墨西哥穿越湾岸地区到佛罗里达，这三个薄的海进层的同时性（见 Toulmin，1977 及 Murray，1961 文中参考文献）。与重大的 Claiborne—Jackson 密集段伴生的这三个重大沉积层序边界是 Carizzo 砂岩底面的 49.5Ma 边界，Sparta 砂岩内部的 44.0Ma 边界和 Ycgua 组内的 39.5Ma 边界（图 10–25）。

Claiborue—Jackson 剖面中这三个重要密集段提供了经典露头与地下勘探井段间的物理联系。在这些密集段中发现的标准浮游微古生物，提供了断定 49.5、44 和 39.5Ma 层序边界年代所必须的资料。每个断过代的层序边界，都可以进入浅海或边缘海相环境进行对比，它们表现了这些经典露头剖面的许多特征从而提供了额外的年代信息。在密集段中发现的开阔海浮游有孔虫与沉积层序边界相结合，提供了可以广泛应用于各种环境的有力的综合对比技术。

在 Claiborne–Jackson 剖面中，至少识别出 7 个与密集段伴生的沉积层序（图 10–25）。这些沉积层序中不少相当于 Fisk（1940）、Stenzel（1952）、Murray（1961，及其中参考文献）和 Toulmin（1977）所定义的海进—海退对比层位。除了 Toulmin（1977）和在较小程度的 Stenzel（1952）之外，大多数作者没有识别出湾岸盆地第三系中陆上不整合的存在。

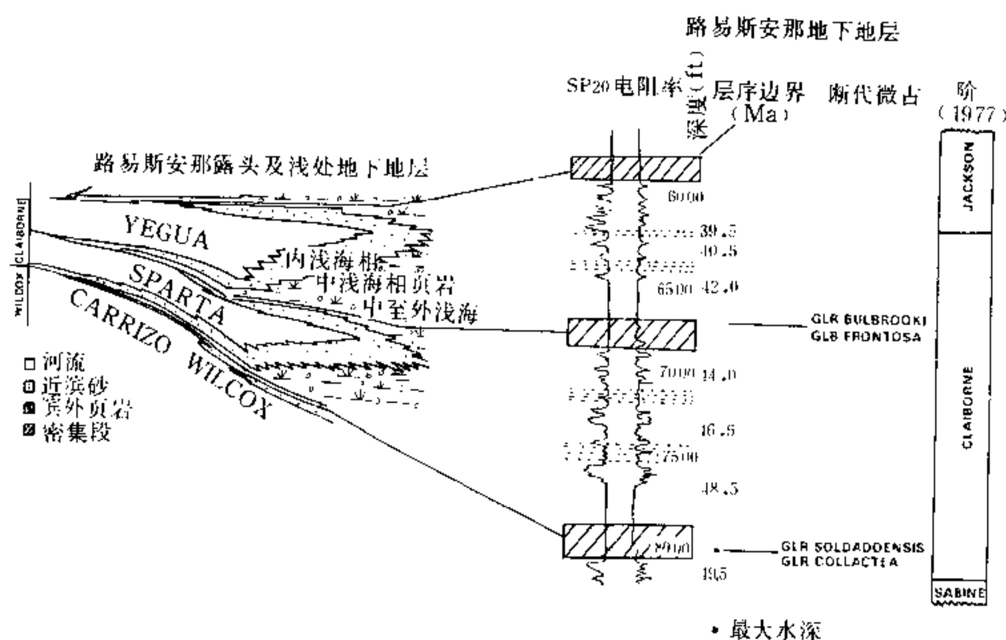


图 10–25　根据露头、地下浅处和地下深处三个大密集段（位于 Cane 河、Crockett 和 Jackson 组的底）的对比

6.墨西哥湾岸地区的下第三系密集段：地层对比哲学

业经证实，含有断代大古生物和微古生物的海进海相页岩舌，是墨西哥湾岸地区内地层

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

对比的关键。关于墨西哥湾阶的准确位置和各重要组的边界，尽管讨论了近 100a，但依然存在相当大的混乱。然而，大多数人同意，在下第三系每个阶边界的上面，有一个发育良好的海相页岩，特别是在 Midway，Wilcox，Claiborne 和 Jackson 阶的底部。许多人，包括 Fisk（1940）、MacNeil（1946）、Stenzel（1952）、Murray（1953，1955，1961）和 Toulmin（1977），曾经讨论过下第三系阶的定义，和用来定义它们的途径。Murray（1961）和 Toulmin（1977）提供了这些不同地层学哲学思想体系的良好例证。Murray（1961）利用海进—海退旋回和露头及地下浅处剖面中断代海相生物演化特征，重新定义了湾岸地区的阶。Murray（1961）定义的阶的边界，基本上相当于海进—海泛面（由近岸环境的海进产生的），或者，在较差的程度上，相当于密集段（图 10–26）。相反，Tonlmin（1977）根据陆上侵蚀或海进（海进面，图 10–27）确定的假整合或不整合定义阶的边界。这两种途径的意义将在随后一节中讨论。这里指出的要点是 Midway、Wilcox、Claiborne 和 Jackson 阶的下部，代表了不同岩性和厚度的海进地层，它们覆盖以水深增加时期沉积的海相页岩和碳酸盐岩。这些海相页岩或密集段的沉积环境，从露头带的浅海，变化到地下的半深海或更深。这些薄层海相页岩的每一个，都曾被含有一系列较高频率海进—海退旋回的大的前积层束埋藏在下面。照例产在这些薄层海相页岩或密集段中的断代微古生物，已经由 Murray（1961）和 Toulmin（1977）作出的结果，提供了从佛罗里达到德克萨斯的确切的物理对比。通常，经典的断代大古生物，是和密集段下面的薄的海进的、有点粗的地层伴生。*Ostrea thirsae* 层是个富含大古生物地层的一个好例子，它们局限于海进体系域内，并提供了湾岸区上大面积的年代控制。

在 Jackson—Vicksburg 阶界线位置上，Murray（1969），和 Toulmin（1977）二人的意见是一致的。Jackson—Vicksburg 界线以一密集段内的下超面为代表（图 10–26、图 10–27）。Vicksburg 阶的底，在密西西比用 Yazoo 粘土层的顶来定义。Yazoo 粘土的顶代表了 37Ma 至 36Ma 的层序内的最深水部分，并含有各式各样成套的浮游微古生物和超微古物（图 10–20（a）（b）；Loutit 等，1983）。在阿拉巴马，Yazoo 粘土被前积的 Bumpnose 灰岩、红 Bluff 粘土和 Forest Hill 砂岩等高水位沉积所覆盖。Yazoo 粘土顶部定义的下超面是个容易识别的面，相对来说，它是经过古生物的充分定义的。良好的古生物控制与 Yazoo 粘土顶部地层间断相结合，是湾岸区露头及地下剖面中 Jackson—Vicksburg 阶边界位置没有混淆的理由之一。

墨西哥湾岸地区下第三系各阶底部处的密集段，为每个阶的地层对比，提供了物理的和时间上的控制。因此，密集段已经提供了湾岸区区域对比的钥匙。

7.密集段的地球化学

密集段地球化学与上覆水柱的海洋学条件一样复杂，并与这些条件有直接关系。用一两个例子不可能充分说明这种复杂性，但是提出了一些例子，说明缓慢沉积作用或无沉积作用（由海平面上升引起）、局部海洋条件、全球海洋化学和气候间的相互作用。密集段地球化学的复杂性只能通过密集取样的各个方面的广泛分析才能理清。

Cenomanian—Turonian 在大陆边缘背景的界线，说明了与密集段伴生的地球化学的某些多变性。许多研究人员认识到，中白垩时期的高海平面，与晚 Cenomanian 期的海进相结合，常常导致形成一个与 Cenomanian—Turonian 界线相吻合的特殊的富含有机质地层。大多数跨过 Cenomanian—Turonian 界线的剖面，都提供了很好的密集段例子，它们可以通过生物地层及化学地层方法进行区域性的和大陆之间的对比。

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

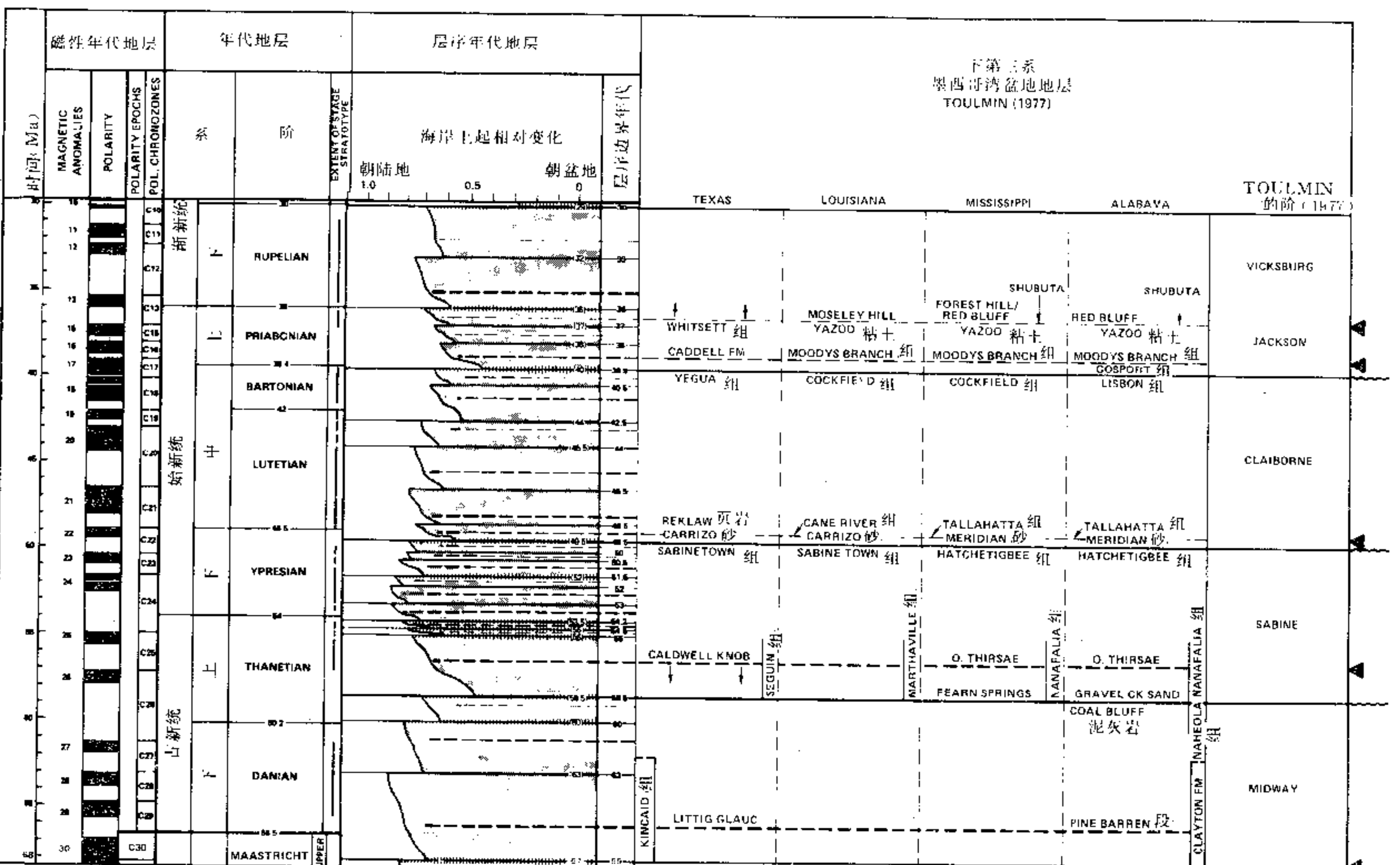


图 10-26　阶的分类与 Haq 等人（1987）海岸上超曲线的对比

每个阶的边界或者相当于海进面或者相当于密集段，黑三角标记密集段的位置

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

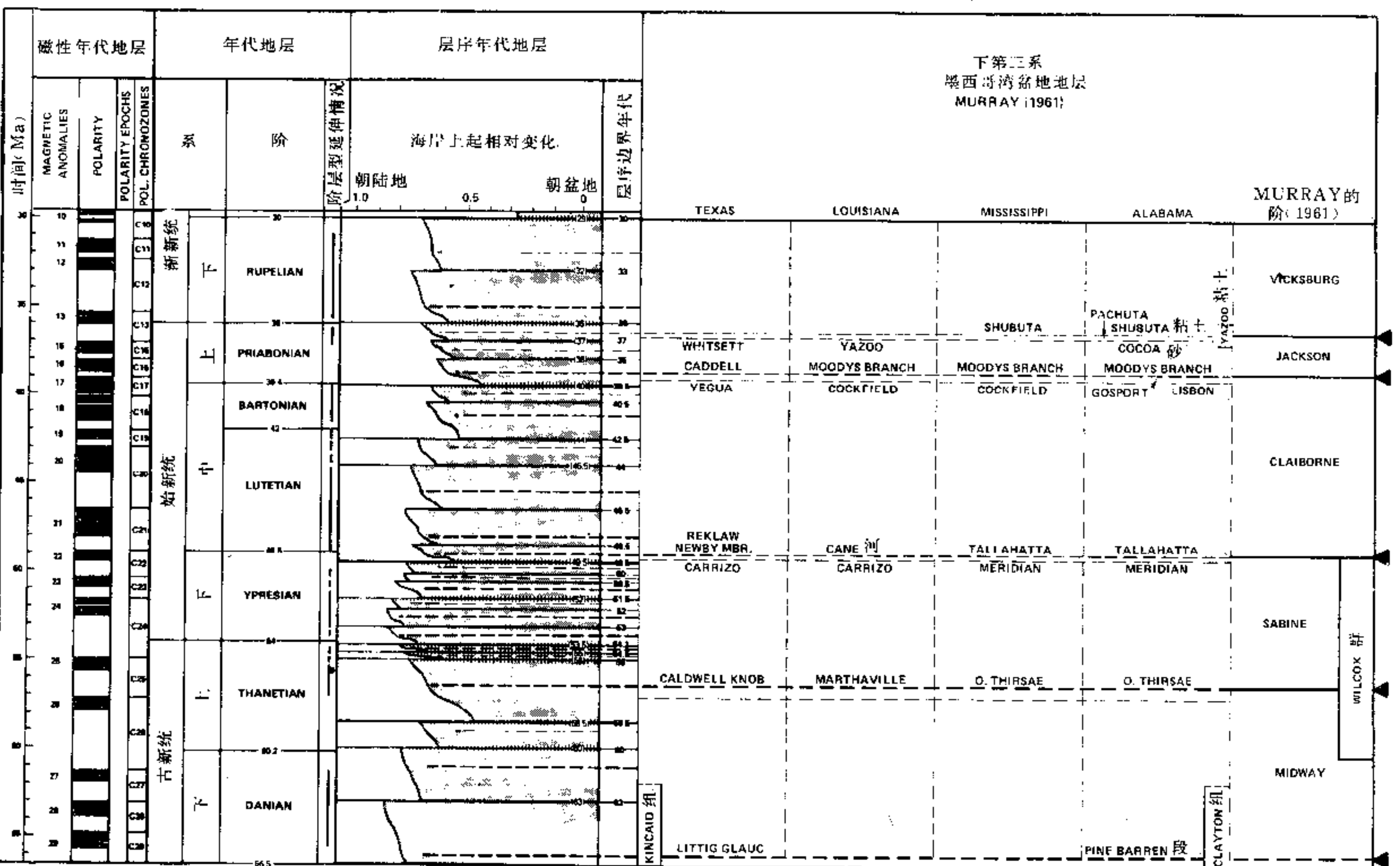


图 10-27 阶的分类与 Haq 等人（1987）海岸上超曲线的对比

除 Jacksom—Vicksburg 边界外，每个阶的边界一般都相当于一个沉积层序边界。黑三角标记密集段的位置

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

英格兰 Humberside 的南 Ferriby 剖面，曾由 Wood 和 Smith（1978，岩石学地层学）、Hart 和 Bigg（1981，微古生物学）以及最近由 Schlanger 等人（1986，地球化学）进行过详细的研究。南 Ferriby 剖面的环境解释与 93Ma 沉积层序内形成的作为一个密集段一部分的"黑条带"（Black Band）的解释是一致的。93Ma 层序边界，可以用"黑条带"下面不到 1m 的一层砾岩滞留沉积所覆盖的一个侵蚀面来代表（图 10–28）。水深可能在"黑条带"内或恰在其上方达到最大。恰好在黑带的上方，浮游有孔虫的浓度最大，而在黑带内部没有发现有孔虫。上覆的 Turonian 段代表了在一高水位体系域中恢复到"正常的"沉积速度。Schlanger 等人（1986）推断，"黑条带"是晚 Cenomonian 海进时形成的到处广泛分布和扩展的最底含氧带的上限附近沉积的。

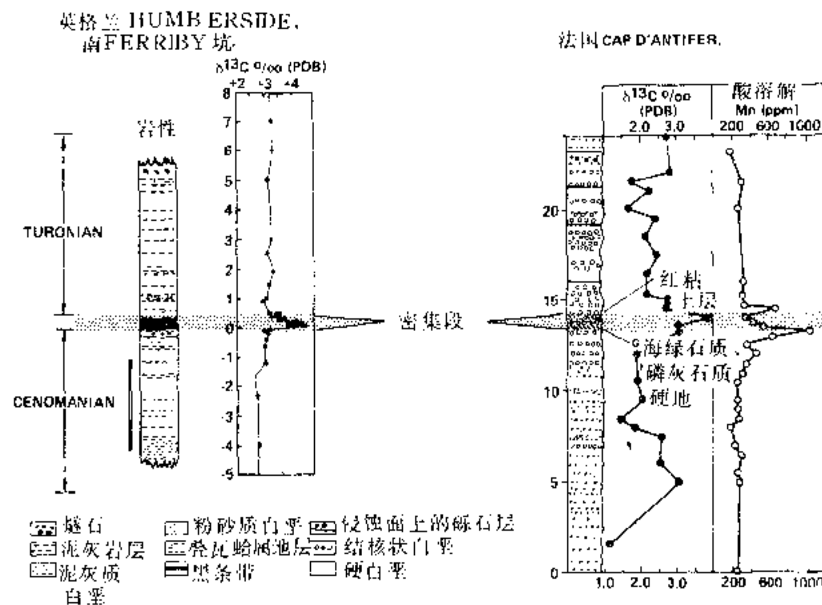


图 10–28 英格兰 Humberside 南 Ferriby 剖面和法国 Cap d'Antifer 剖面的岩性、碳同位素结果和 Mn 的浓度

在 Cenomanian—Turonian 界线处碳尖峰的形态，受 93Ma 沉积层序沉积时海进所伴生的沉积速度变化的控制

这个"黑条带"及其上和下面的事件的层序，提供了密集段性质的某些有趣的内情。Whiteinella archeocretacea 段生物带以"黑条带"为代表，并且小于 50cm 厚。Haq 等人（1987）的时间比例尺说明，W.archeocretacea 段年代带持续大约 1.5Ma。如果南 Ferriby 剖面的 W. archeocretacea 段生物带接近 W. archeocretacea 年代带，那么，与南 Ferriby 剖面中"黑条带"伴生的沉积速度约为 0.03cm／103a。看来，南 Ferriby 处的 W. archeocretacea 生物带，可能只代表 W. archeocretacea 段年代带的一部分，因此，沉积速度可能略微高些。

南 Ferriby 剖面的另一个有趣的特征是恰好在"黑条带"的下面和内部，在海相碳酸盐岩中记录到底面突变的正值 $\delta^{13}C$ 偏移（Schlanger 等，1986）。"黑条带"内的 $\delta^{13}C$ 值比下面的 Ferriby 白垩或者上面的 Welton 白垩中的 $\delta^{13}C$ 值大约重 1.0 至 1.5‰（图 10–28）。推想南 Ferriby 剖面中的正 $\delta^{13}C$ 值是一次海洋缺氧事件的结果（Oceanic Anoxic Event，OAE）

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

(Schlanger 和 Jenkyns, 1976)，其中大量同位素上轻的有机碳从大洋的碳库（oceanic—carbon reservoir）中迁移走了。"轻"有机碳的移去，产生了正的 $\delta^{13}C$ 峰值，或称事件。相对平底的峰值说明，或者是 $\delta^{13}C$ 偏移发生的快，或者是沉积速度降低的猛烈，产生了从轻向重 $\delta^{13}C$ 值的视快速转移。

Scholle 和 Arthur（1980）认为，Cenomanian—Turonian 界线处的 $\delta^{13}C$ 事件，为国际对比提供了一个化学地层学标准层（图 10–29）。自那以后的研究工作，曾经记载了许多不同剖面中的 Cenomanian—Turonian $\delta^{13}C$ 事件，特别是在北半球。碳同位素事件为全球对比提供了一个理想的标准层；然而，$\delta^{13}C$ 事件的特征"形态"在不同剖面上是变化很大的。控制整个曲线形态的基本因素是沉积速度。"黑条带"下面的无沉积作用或沉积很慢，伴随以 93Ma 层序的海进导致形成平底尖峰。在其它地区与海进伴生的略高的沉积速度，可能产生一种更为递进的事件。因此，根据沉积速度的变化，大陆边缘剖面之间 $\delta^{13}C$ 尖峰的特征和地层位置可以有很大变化。通常，与缺氧事件（OAE）伴生的 $\delta^{13}C$ 值尖峰，是记录在大陆边缘背景及较深海剖面的密集段内部。

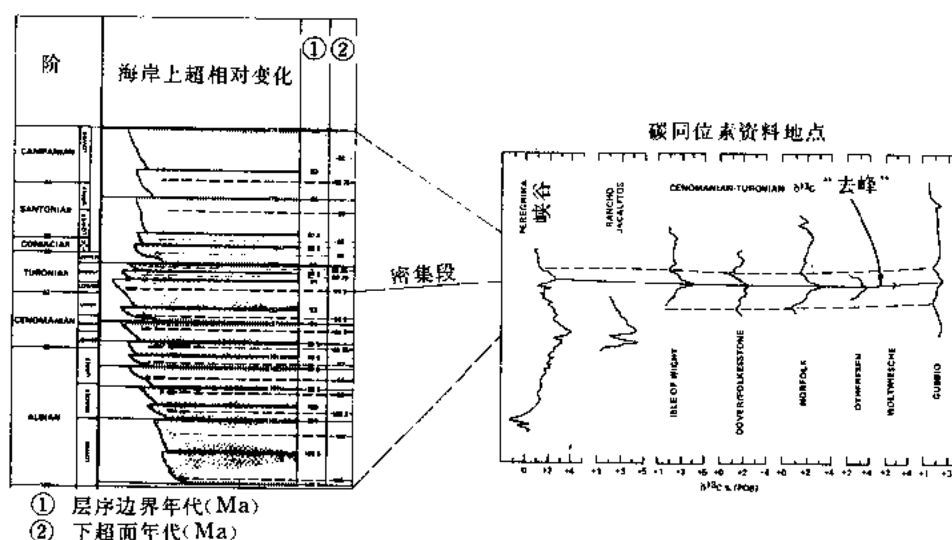


图 10–29　Scholle 和 Arthur（1980）的 $\delta^{13}C$ 峰值与 Haq 等人（1987）海岸上超曲线的对比

$\delta^{13}C$ 尖峰一般与 93Ma 沉积层序的密集段伴生

业经证实，微古生物与化学地层学相结合，对没有"黑条带"沉积的地方但有缺氧事件（OAE）介入的其它剖面的对比是很有力的（图 10–28）。由于局部的氧化条件，在法国 Le Havre 以北 Cap D'Antifer 地方的对比剖面中，没有有机物沉积下来。然而，这些氧化环境，与密集段中的一个沉积速度降低相伴生，产生了一套独特的与密集段伴生的矿物和元素。在 Cap D'Antifer 剖面中，Cenomanian–Turonian 边界与一海绿石—磷灰石硬地相伴生。海绿石和磷灰石都是自生矿物，它们形成于远离陆源沉积直接影响的独特海洋环境中。从现今认定为密集段的露头剖面作出的海绿石放射性年代测定（Odin 等，1978），是标定生物带的一个重要技术（Haq 等 1987）此外，Schlanger 等（1986）报导了较大浓度的锰与 $\delta^{13}C$ 事件相伴生。锰的增加想来是和在缺氧水中锰的溶解度增加，而在含氧最低带上面的充氧水中沉淀下来有关系（Force 等，1983；Canon 和 Force，1983）。

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

缓慢沉积速度带、海相碳酸盐岩中的一次 $\delta^{13}C$“事件”、自生矿物与元素的集中、密集的微古生物带、每个剖面中相对深的古水深估算值的固定伴生关系，以及 Cenomanian—Turonian 界线处的古生物峰值，与跨越 Cenomanian-Turonian 界线是密集段的解释是一致的。这个密集段产生于晚 Cenomanian 期海面上升期的一次大的海面上升。

五、讨　论

这里提出的密集段例子，仅仅说明了在密集段内部可能发现的相的变化的一部分。尽管有这些变化，密集段在露头、岩心、测井和地震反射剖面中还是相对容易识别的，特别是在大陆边缘背景处，在那里识别它们对地层学十分关键。

墨西哥湾北部 Wisconsinan 至全新世的例子，提供了贯穿碳酸盐岩和碎屑岩两种地区的密集段性质的良好说明。即使在沉积速度较大的地区，如密西西比三角洲，也可以立刻在陆上暴露面之上识别出最后一次冰川时期形成的一个清晰的饥饿面（非补偿面）或海相假整合(Frazier，1974)。大量的、各种各样的微古生物集中在前积中的密西西比三角洲下面的密集段中。通过从下边的非海相或边缘海相沉积物（海进或低水位体系域）向上边的相对深水海相页岩的突变，可以识别密集段。离开密西西比三角洲，密集段依然暴露着，因为没有其它河流象密西西比河那样在陆架上前积的那么远。事实上，密集段与水上暴露面（25ka 层序边界）可能是重合的，除了层序边界在下切河谷下面的地方以外（图 10-30）。

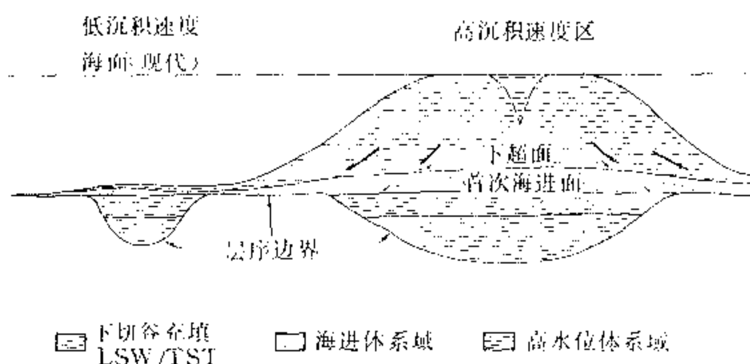


图 10-30　对比表面上沿走向高低沉积速度区之间地层关系示意图解

在高沉积速度区，层序界面、下超面和海进面可以被一相当厚的沉积物分开，但在低沉积速度区可能重合

识别涉及到 Wisconsinan 至全新世密集段例证的要点是，现代陆架区的大多数代表了一个密集段，它们至少在过去 10000 年间缺少大的陆源沉积；这样的沉积环境可能代表了一个变化很大的密集段。需要强调的另外一点是，最近一次海面重大降落时期形成的层序边界，可以从陆上暴露面或者下切河谷底部的侵蚀面识别出来。现代陆架的大部分面积上，层序边界和密集段几乎是重合的。例外的是河流体系深深侵蚀到现代陆架区的地方，这些陆架区在先前低水位期曾经暴露到水上。在这些下切谷附近，密集段和层序边界被下切谷充填物（在深切谷中多达数百米）所分隔。

在 Wisconsinan 至全新世例子中讨论的三个界面，层序边界、海进面和下超面（在密集段中），与例 5 及 6 讨论中构成众多地层对比思路基础的那些是相同的。例 2、3 和 4 的提

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

出，主要说明密集段的性质和它们的识别方法。例 5 和 6 说明界面作图在与生物地层信息结合的重要性，以及密集段对于大陆边缘剖面中地层对比的重要性。

因为露头带中有丰富的海相岩层，湾岸地区上 Wilcox 至 Vicksburg 露头剖面的地层是发育的，并在二十世纪早期有了相对充分了解。对一些大的海进地层，如 Claiborne，Jackson 和 Vicksburg 阶地层，这点尤为真实。海退式 Wilcox 和 Yegua 剖面的地层当初了解的不太透彻，因为在露头带中这些地层具有非海相到边缘海的性质。密集段在重要海进层的地层对比中是个工具（图 10–31），并且提供了地下对比的钥匙。密集段在 Wilcox 和 Yegua 内部对比中也伴演一定角色，但只是在地下剖面中。Toulmin（1977）和 Murray（1961）利用两种不同的方法定义并对比了露头和地下浅处剖面中湾岸区的各阶。在这些朝陆地方向的剖面中，因为每个沉积层序内层序边界、海进面和下超面垂向上靠近，用这两种方法对比地层没有什么差别。然而，Toulmin 和 Murray 的地层对比方法间存在的一个基本差别，在湾岸地区露头和地下浅处剖面中下第三系各阶沿走向对比时是不明显的。这个差别只有当每个阶的边界是朝盆地方向进入地下进行对比时，才变得明显起来（图 10–32）。在 Murray 的分类中，根据海相生物首次出现定义的阶的边界，常常和海进面重合（例如，Sabine 阶的顶用“Clabornian 海的开始侵入”来界定（Murray，1961，374 页；图 10–26）。Toulmin 分类下阶的边界一般用不整合或陆上暴露面来界定（例如 Sabine 阶的顶界是在 Meridian 或 Carizzo 砂岩下面；图 10–27）。

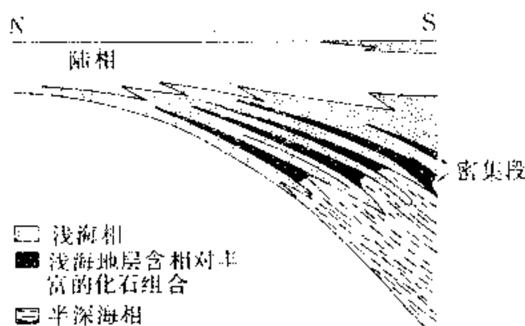


图 10–31　在湾岸区地层发育中扮演重要角色的薄的、富含化石的页岩段（或密集段）

据 Lowman（1949）修改

在地文学上陆架斜坡坡折的朝陆地方向，每个沉积层序内的海进面和层序界面，通常是紧邻的或者彼此重合（图 10–32），下切河谷附近是个例外，那里的层序边界和海进面，可能被一相当厚的沉积物分开（图 10–32（a）、（b））。在陆架斜坡坡折之外，层序边界与海进面明显分离，那里的层序边界是在低水位或陆架边缘楔的下面（图 10–29（a）、（b））。这个海进面，标志了低水位楔或者陆架边缘楔的朝陆地方向部分的顶部。因为有些楔可达数千米厚，所以这两种方法的差别可能很大。

这两种方法哪种更实用些呢？在本文中我们提出，沉积层序边界是确定阶的边界的一种理想的途径，因为层序边界（1）代表了区分新、老岩层的边界（所有在层序边界之上的岩层都新于其下的所有岩层）；（2）在典型阶的剖面中从物理上可以验证；（3）可以从非海相向深盆环境对比；（4）可以利用上述技术进行年代确定。此外，Vail 等（1977）、Vail 和 Hardenbol（1979）、Vail 和 Todd（1981）及 Haq 等人（1987）已经证明了，沉积层序提供了将岩石记录划分为时间—岩石单位的最好途径。这种重新回到岩石记录的物理划分和按照沉积层序的术语重新评价欧洲的经典阶说明，地层学从它早年以来旅行了整整一圈。早期地层学中有许多是根据岩石记录的划分，或者从物理上，通常是利用岩性或不整合和假整合来界定地层单位，或者是利用大古生物的演进变化界定地层单位。另一方面，过去 80a 来生物地层学的演进，已经把这些物理定义过的地层单元重新定义到生物地层法定义的地层单

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

位中。每个生物地层定义的层组，在上倾露头剖面中，都非常接近原来的物理地层单位，那里的密集段、海进面和层序边界，彼此靠得很近。基于早些时候提到过的原因，在开阔海洋剖面中以生物地层学为依据的地层系统也作的很好，但是，生物地层学为基础的对比方法的主要问题最明显的是在地下大陆边缘地层学上，那里的地层几何形态可以利用地震反射资料加以想象，并通过测井横剖面加以描绘。由于断代微古生代的分布受沉积环境（和沉积速度）的强烈控制，对比地下大陆边缘的年代边界实际是不可能的。浮游微古生物带边界在较多盆地背景中可以逼近年代边界，但是很少在快速陆源沉积影响的背景中逼近它。大陆边缘倾向剖面中生物带边界的区域性对比，一般受与密集段伴生的低沉积速度的控制。这种环境或沉积作用对生物带边界的影响，当某一特定断代微古生物在朝陆地方向上相对于物理对比界面"下压"或者在朝盆地方向上"上攀"时，通常可以识别出来。

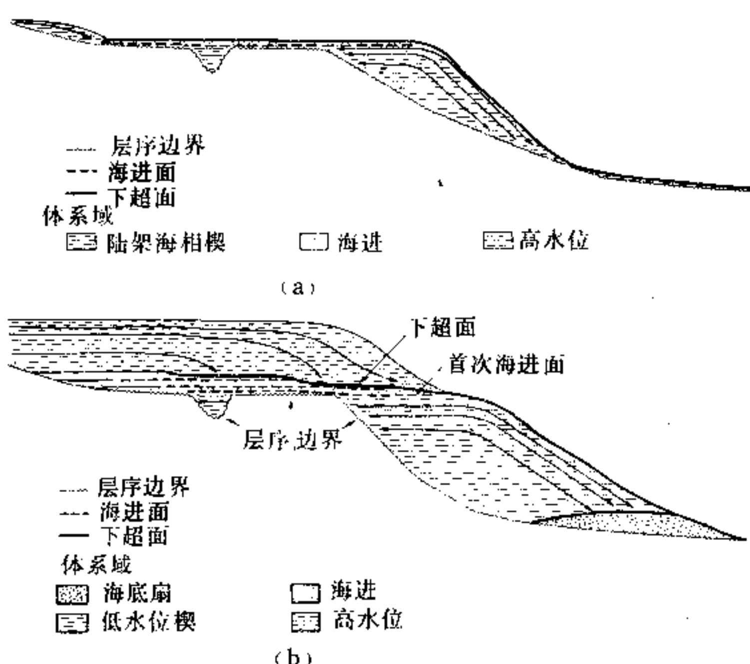


图 10-32

(a) 示意图解，表示在一个 2 型低沉积速度沉积层序中，在倾向剖面上重大物理对比面的地层关系。下超面、海进面和层序界面在残余的陆架斜坡坡折带朝陆地方向通常彼此靠近，但是在朝盆地方向，可能被陆架边缘楔分开。(b) 示意图解，表示在一高沉积速度 1 型沉积层序中，在倾向剖面上，重大物理对比面上的地层关系。在残余陆架斜坡坡折带的朝陆地方向，下超面、海进面和层序界面一般彼此靠近，但在朝盆地方向上被一低水位楔分开。海进面局限于大多数低水位楔中海退近滨砂沉积的朝陆地方向的地区

大陆边缘背景中地层对比的变通办法，是把岩石记录分成以不整合或与之可以对比的整合为界的沉积层序，并将这些层序与那些已经识别的、定过年代的阶的典型剖面进行对比。只要考虑到生物年代带（biochronozones）和生物带（biozones）之间的差别，利用生物地层学方法可以对一个沉积层序进行大陆间的对比。沉积层序（地震、测井和露头上定义的界面）与密集段（生物地层控制的）相结合，为只用一种方法不可能达到的地下对比提供了一种有力的工具。

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

Toulmin (1977) 定义的下第三系阶的边界以及利用浮游微古生物进行的对比，最广泛地应用于墨西哥湾地区的地下。Midway 阶的底相当于 67Ma (TA1.2) 的层序边界，Sabine 阶的底相当于 58.5Ma (TA2.1) 的层序边界，Claiborne 阶的底相当于 49.5Ma (TA3.1) 的层序边界，而 Jackson 阶的底相当于 39.5Ma (TA4.1) 的层序边界（图10–27)。Toulmin 和 Murray 二人都把 Vickbburg 阶的底定在 Yazoo 粘土顶部的密集段处。这是一个在湾岸区大多数地区内容易识别的阶的界面，除了在沉积速度高和发生明显的低水位沉积地区之外。

大陆边缘地层学要求物理框架（沉积层序）与生物地层（以及其它年代标记）组成的时间框架的结合。在开阔海洋背景中，在沉积层序边界变成整合的地方，划分岩石记录的基本工具是生物地层学，支持以磁性地层学和化学地层学。

涉及到湾岸地区阶的界线定义的地层学思路的这项讨论，说明了：(1) 在陆架环境中，从物理角度看，定义阶的界线的两种方法是近似的，在这个环境中，层序边界、海进面和密集段是彼此靠近的；(2) 当与生物地层资料（集中于密集段）相结合时，Toulmin 的分类可用性最广，在大陆边缘剖面中进行顺倾向剖面对比，尤其是这样；(3) 在开阔海洋剖面中，一个以生物地层学为基础的分类，支持以磁性地层学和化学地层学方法，在今天，是最广泛可用的。然而，在开阔海洋剖面中，沉积层序边界有时是可以识别的，从而为深海中对比提供了一个物理地层框架。

Cenomanian—Turonian 例子（例 7）是重要的，因为它说明了：(1) 密集段对全球地层学的重要性；(2) 密集段的详细地球化学分析对化学地层学及古海洋学的重要性；(3) 化学地层学（用各种元素和各种分析方法）对全球地层学的重要性；(4) 显示出在陆架背景中的密集段，为海洋学条件以及陆架斜坡坡折带以外和邻盆地中可能存在的生烃潜力，提供了一个窥视窗口或者一瞥之见。

另外一个提到过但没有说明的一点，是地层层位上经过完满定义过的海绿石产层的放射性年龄确定的重要性 (Haq 等，1987)。海绿石在海进体系域和密集段中是经常发现的。具有较高浓度钾的海绿石，看来在密集段中是常见的。因此，每个单独的沉积层序内的密集段中的海绿石的放射性年龄测定，对大陆边缘剖面中生物带产层的标定和沉积层序的年代确定提供补充信息上具有潜力。

Cenomanian—Turonian 界线例子还对海平面、陆高水深 (hypsometry)、气候和海洋化学间的相互作用提供了大量内幕。密集段的详细分析表明，它们代表了检验物理作用如海面上升，化学作用之间的相互作用以及海洋、生物及沉积对这些作用的响应的最好的地方。

六、结　论

密集段在深洋盆地的高度精细和良好标定的生物地层年代带划分方案与浅海到边缘海相露头剖面中确定的经典阶的划分方案之间，提供了一个物理的链环。断代微古生物优先集中于密集段，并提供了大陆边缘剖面年代确定和对比的钥匙。密集段的分布，以及因而岩石记录中断代微古生物的分布，是可以预测的，因为它们和全球海面上升有关系。

对于大陆边缘剖面的区域以及区域之间的对比，需要沉积层序分析（物理框架）与生物地层分析（时间框架）的结合。这种结合定名为层序地层学。生物地层学与磁性地层学及化学地层学相结合，是目前对比深海剖面的最好工具；但是生物地层学以及上面提到的其它方

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

法，要对比沉积速度控制着断代微古生物分布的大陆边缘沉积物，必须与地层几何形态及相分布分析相结合。仅仅生物地层学不足以进行大陆边缘层序的地层对比。

利用不同的方法，包括露头和测井的相分析、生物地层学分析以及地震地层学，可以在露头、岩心和地下中识别密集段。大陆边缘密集段提供了相邻盆地中海洋条件的窥视窗口和一瞥。因为沉积速度降低，密集段可以代表有机质堆积的场所，但是有机质的保存则取决于上覆水柱的海洋学条件。

(徐怀大译)

参考文献

Alvarez, L., Alvarez, W. W., Asaro, F., and Michel, M., 1980, Extraterrestrial cause for the Cretaceous-Tertiary extinctions: Science, v. 208, p. 1095–1108.

Arthur, M. A., Zachos, J. C., and Jones, D. S., 1987, Primary productivity and the Cretaceous/Tertiary boundary event in the oceans: Cretaceous Research, v. 8, p. 43–54.

Baum, G. R., Loutit, T. S., Blechschmidt, G. L., Wright, R. C., and Smith, T., 1984, The Maastrichtian/Danian Boundary in Alabama: A stratigraphically condensed section: Geological Society of America, Abstracts with Programs, v. 16, p. 6.

Berggren, W. A., Kent, D. V., and Flynn, J. J., 1985, Paleogene geochronology and chronostratigraphy: Geological Society of London, Special Paper, p. 141–186.

———, ———, and Van Couvering, J. A., 1985, Neogene geochronology and chronostratigraphy: Geological Society of London, Special Paper, p. 211–250.

Bromley, R. G., 1974, Trace fossils at omission surfaces, *in* Frey, R. W., ed., The Study of Trace Fossils: Springer-Verlag, New York Inc., p. 399–428.

Burns, D. A., and Nelson, C. S., 1981, Oxygen isotopic paleotemperatures across the Runangan-Whaingaroan (Eocene-Oligocene) boundary in New Zealand shelf sequence: New Zealand Journal of Geology and Geophysics, v. 23, p. 529–538.

Bybell, L. M., 1982, Late Eocene to early Oligocene calcareous nannofossils in Alabama and Mississippi: Gulf Coast Association of Geological Societies, Transactions, v. 32, p. 295–302.

Cannon, W. F., and Force, E. R., 1983, Potential for high grade shallow marine manganese deposits in North America; *in* Shanks, W. P., ed., Cameron Volume on Unconventional Mineral Deposits: American Institute of Mining, Metallurgical and Petroleum Engineers, Inc., New York, p. 175–189.

Cox, A., 1969, Geomagnetic reversals: Science, v. 163, p. 237–245.

———, 1973, Plate Tectonics and Geomagnetic Reversals: W. H. Freeman, San Francisco, 702 p.

Fisk, H. N., 1940, Geology of Avoyelles and Rapides Parishes, Louisiana: Louisiana Geological Survey Bulletin 18, 240 p.

———, and McFarlan, E., Jr., 1955, Late Quaternary deltaic deposits of the Mississippi River: Geological Society of America Special Paper 62, p. 279–302.

Force, E. R., Cannon, W. F., Koski, R. A., Passmore, K. T., and Doe, B. R., 1983, Influences of ocean anoxic events on manganese deposition and ophiolite-hosted sulphide preservation, *in* Paleoclimate and Mineral Deposits: U.S. Geological Survey Circular 822, p. 26–29.

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

FRAZIER, D. E., 1974, Depositional episodes: Their relationship to the stratigraphic framework in the Gulf Basin: Texas University Bureau of Economic Geology Circular 74-1, 28 p.

GOULD, H. R., AND STEWART, R. H., JR., 1955, Continental terrace sediments in the northeastern Gulf of Mexico, *in* Hough, J. L., and Menard, H. W., eds., Finding Ancient Shorelines: Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication 3, p. 2–20.

HAQ, B. U., HARDENBOL, J., AND VAIL, P. R., 1987, Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic (250 million years ago to present): Science, v. 235, p. 1156–1167.

HARDENBOL, J., AND BERGGREN, W. A., 1978, A new Paleogene numerical time scale, *in* Cohee, G. V., Glaessner, M. F., and Hedberg, H. D. eds., Contributions To The Geologic Time Scale: American Association of Petroleum Geologists Studies in Geology No. 6, p. 213–234.

———, VAIL, P. R., AND LOUTIT, T. S., 1986, Sequence stratigraphy: An integrated approach to global stratigraphic correlation (abstract): Second International Conference on Paleoceanography, Woods Hole, Massachusetts (not paginated).

HART, M. B., AND BIGG, P. J., 1981, Anoxic events in the chalk seas of northwest Europe, *in* Neale J. W., and Brasier, M. D., eds., Microfossils from Recent and Fossil Seas: The British Micropaleontological Society, p. 177–185.

KEIGWIN, L. D., JR., 1980, Paleoceanographic change in the Pacific at the Eocene-Oligocene boundary: Nature, v. 287, p. 722–725.

———, AND CORLISS, B. H., 1986, Stable isotopes in late middle Eocene to Oligocene foraminifera: Geological Society of America Bulletin, v. 97, p. 335–347.

KENNEDY, W. J., AND GARRISON, R. E., 1975, Morphology and genesis of nodular chalks and hardgrounds in the Upper Cretaceous of southern England: Sedimentology, v. 22, p. 311–386.

LOUTIT, T. S., BAUM, G. R., AND WRIGHT, R. C., 1983, Eocene-Oligocene sea-level changes as reflected in Alabama outcrop sections: American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v. 67, p. 506.

———, AND KENNETT, J. P., 1981, New Zealand and Australian Cenozoic sedimentary cycles and global sea level changes: American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v. 65, p. 1586–1601.

LOWMAN, S. W., 1949, Sedimentary facies in the Gulf Coast: American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v. 33, p. 1939–1947.

MACNEIL, F. S., 1946, Summary of the Midway and Wilcox stratigraphy of Alabama and Mississippi: U.S. Geological Survey, Strategic Minerals Investigations, Preliminary Report 3–195, 29 p.

MANCINI, E. A., 1979, Eocene-Oligocene boundary in southwest Alabama: Gulf Coast Association of Geological Societies, Transactions, v. 29, p. 282–289.

MEYER, B. L., AND NEDERLOF, M. H., 1984, Identification of source rocks on wireline logs by density/resistivity and sonic transit time-resistivity cross plots: American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v. 68, p. 121–129.

MITCHUM, R. M., JR., VAIL, P. R., AND THOMPSON, S., III, 1977, The depositional sequence as a basic unit for stratigraphic analysis, *in* Peyton, C. E., ed., Seismic Stratigraphy—Applications to Hydrocarbon Exploration: American Association of Petroleum Geologists Memoir 26, p. 53–62.

MIX, A. C., AND RUDDIMAN, W. F., 1985, Structure and timing of the last deglaciation: Oxygen-isotope evidence: Quaternary Science Reviews, v. 42, p. 59–108.

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

MURRAY, G. E., 1953, History and development of Paleocene-Lower Eocene nomenclature, central Gulf coastal plain: Guidebook, 10th Field Trip, Mississippi Geological Society, p. 48–54.

———, 1955, Midway Stage, Sabine Stage, and Wilcox Group: American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v. 39, p. 671–696.

———, 1961, Geology of the Atlantic and Gulf Coastal Province of North America: Harper and Brothers, New York, 692 p.

NATHAN, S., 1976, Sheets S23/9 and S24/7 Foulwind and Westpart (first edition), "Geological Map of New Zealand 1:25,000," Map (1 sheet) and notes (16 p.). New Zealand Department of Scientific and Industrial Research, Wellington.

ODIN, G. S., CURRY, D., AND MUNZIKER, J. C., 1978, Radiometric dates from North West European glauconites and the Paleogene time scale: Journal of the Geological Society of London, v. 135, p. 481–497.

OPDYKE, N., 1972, Paleomagnetism of deep sea cores: Reviews of Geophysics and Space Physics, v. 10, 213–249.

POAG, C. W., 1981, Ecologic Atlas of Benthic Foraminifera of Gulf of Mexico: Hutchinson Ross Publishing Company, 174 p.

SARG, J. R., AND LEHMANN, P. J., 1986, Lower-Middle Guadalupian facies and stratigraphy, San Andres/Grayburg Formations, Permian Basin, Guadalupe Mountains, New Mexico, *in* Moore, G. E., and Wilde, G. L., eds., Field Trip Guide Book (San Andres/Grayburg Formations, Guadalupe Mountains, New Mexico and Texas): Permian Basin Section, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Publication 86-25, p. 1–94.

SCHLANGER, S. O., ARTHUR, M. A., JENKYNS, H. C., AND SCHOLLE, P. A., 1986, The Cenomanian-Turonian oceanic anoxic event, Stratigraphy and distribution of organic carbon-rich beds and the marine $\delta^{13}C$, *in* Brooks, J., and Fleet, A., eds., Marine Petroleum Source Rocks: Geological Society of London, Special Publication No. 26, p. 371–400.

———, AND JENKYNS, H. C., 1976, Cretaceous oceanic anoxic events: Causes and consequences: Geologist Mijnsonn, v. 55, p. 179–184.

SCHOLLE, P. A., AND ARTHUR, M. A., 1980, Carbon isotope fluctuations in Cretaceous pelagic limestones: Potential stratigraphic and petroleum exploration tool: American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v. 64, p. 67–87.

SHACKLETON, N. J., AND KENNETT, J. P., 1975, Paleotemperature history of the Cenozoic and the initiation of Antarctic glaciation: Oxygen and carbon isotope analyses in DSDP Sites 277, 279, and 281: Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, v. 29, U. S. Government Printing Office, Washington, D.C., p. 743–755.

SHEPARD, F. P., PHLEGER, F. B., AND VAN ANDEL, T. H., eds., 1960, Recent sediments, northwest Gulf of Mexico: American Association of Petroleum Geologists, Tulsa, Oklahoma, 394 p.

SRINIVASAN, M. S., AND VELLA, P., 1975, Upper Eocene—Lower Oligocene benthonic foraminifera, Port Elizabeth and Cape Foulwind, New Zealand: New Zealand Journal of Geology and Geophysics, v. 18, p. 21–37.

STENZEL, H. B., 1952, Boundary problems: Guidebook, 9th Field Trip, Mississippi Geological Society p. 11–33.

SUTER, J. R., AND BERRYHILL, H. L., 1985, Late Quaternary shelf margin deltas, northwest Gulf of Mexico: American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v. 69, p. 77–91.

TOULMIN, L. O., 1977, Stratigraphic distribution of Paleocene and Eocene fossils in the Eastern Gulf Coast Regions: Alabama Geological Survey Monograph 13, v. 1, 602 p.

VAIL, P. R., AND HARDENBOL, J., 1979, Sea level changes during the Tertiary: Oceanus, v. 22, p. 71–79.

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

———, AND ———, 1984, Jurassic unconformities, chronostratigraphy, and sea-level changes from seismic and biostratigraphy: American Association of Petroleum Geologists Memoir 36, p. 129–144.

———, MITCHUM, R. M., JR., THOMPSON, S., III, TODD, R. G., SANGREE, J. B., WIDMIER, J. M., BUBB, N. N., AND NATELID, W. G., 1977, Seismic stratigraphy and global sea-level changes: American Association of Petroleum Geologists Memoir 26, p. 49–212.

———, AND TODD, R. G., 1981, Northern North Sea Jurassic unconformities, chronostratigraphy and sea-level changes from seismic stratigraphy *in* Illing, L. V., and Hobson, G. D., eds., Proceedings of the Petroleum Geology of the Continental Shelf of Northwest Europe Conference: Heyden and Son, Ltd., London, England, p. 216–235.

WALCOTT, R. I., 1978, Present tectonics and Late Cenozoic evolution of New Zealand: Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society, v. 52, p. 137–164.

———, 1984, Reconstructions of the New Zealand region for the Neogene: Palaeoeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, v. 46, p. 217–231.

WOOD, C. J., AND SMITH, E. G., 1978, Lithostratigraphical classification of the chalk in North Yorkshire, Humberside and Lincolnshire: Proceedings, Yorkshire Geological Society, v. 42, p. 263–287.

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

第三部分　地质历史中的海平面变化

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

第十一篇　北美大陆中部中奥陶世海侵过程中陆表海海平面变化的确定

John L. Cisne and Raymond F. Gildner

摘要　对精确追踪大规模海进期间全球海平面的变化来说，构造稳定的大陆内部的碳酸盐岩沉积物是近于理想的。在中奥陶世晚期约10Ma的时间里（罗克兰德期到丹麦期中期），在美国中西部测得的海平面相对于该大陆大约上升了10m。由于陆表海中的沉积物堆积速率与水深成正比，因此，可以根据整个一条地层剖面中沉积物的累计厚度和水深的测定，来重建海平面随时间的变化趋势。本文重建了美国中西部地区六个剖面的随时间变化的海平面时间趋势曲线，并且通过地球化学指纹火山灰层对比所作的剖面时间对比，对这些重建的时间趋势进行比较，以求得普遍存在的全球海平面变化成分。我们通过对化石组合所反映的坡度进行分析，用排序交互平均的方法对相对水深进行了确定。使用根据岩石圈挠曲的滨线边缘效应的地层反映所估计出的外海深度，对样点的排序值进行划分，使之成为一种测定绝对水深的方法。中奥陶世海进期间的海平面变化至少包含有二种分量：(1) 每百万年约1m的低速率变化的稳定上升分量；(2) 延续时间仅为0.1到1Ma的脉动分量。在脉动过程中，海平面下降约1m然后又上升同样的幅度。其中长周期趋势❶可归因于大洋岩石圈平均年龄的稳定减小。在剖面与剖面之间，脉动分量的相关性以及涉及的海平面变化很小，不仅证实了在该陆表海地区构造稳定、空间分布均匀而且基本上无潮汐作用，同时还证实了该地区地层记录的精度。脉动分量可能与气候变化有关，它们与极其频繁的火山灰沉积的对应性不禁使人联想到爆发性火山活动的增加对气候的影响可能是脉动分量形成的关键性因素。

一、引　言

在对大陆边缘地震剖面的研究中获得的海岸上超曲线，指明了一条通向定量全球海平面变化史和依据海平面变化建立的相对时间尺度以及对海平面变化机制新认识等的途径。迄今为止，研究工作主要涉及到有关诸如代或纪的海平面变化史（Vail 等人，1977；Vail 和 Hardenbol，1979）或整个大陆边缘的沉降史（Hardenbol 等人，1981）等规模较大的长周期特性。但在规模更细微的特征研究方面仍有许多工作需要去做。其中，那些周期最短的变化尤其重要，因为它们可能提供最精确的时间对比。

对研究大规模海进过程中海平面变化的微小细节来说，构造稳定的大陆内部海域中心部位是近于理想的地方（进一步讨论请参见 Cisne 等人，1984）。一般说来，碳酸盐沉积物是海平面变化历史的忠实记录者（如欲回顾，请见 Kendall 和 Schlager，1981），而陆表海 (epicratonic seas) 中部的典型疏松碳酸盐沉积物应是近于理想的记录者。对某个给定的海进记录，其在大陆台地 (continental platform) 上的厚度可能比其在热沉降大陆边缘上的厚度薄得多。不过，有几种因素却使得陆表海碳酸盐沉积中记录的海平面历史更精确而且易于

❶长周期为每百万年变化约1m的周期。——译者

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

识读，其原因之一是，在此处缺少那些使大陆边缘记录解释复杂化的构造影响（Pitman，1978；1979；Steckler 和 Watts，1978；Watts，1982）；原因之二是，在陆表海中的碳酸盐沉积作用被自然而然地限制在了高潮间带或潮上带里的某一高程之下。分泌碳酸盐的生物对与深度相关的环境因素的敏感性很强；最后，疏松沉积物借波浪和水流作用发生与深度相关的分布，从而在各个地层剖面中记录的深度梯度基本反映海平面变化，而不是那些与局部碳酸盐岩隆或因空间上不均匀的沉积物和水负载引起的岩石圈挠曲等有关的暂时性转移的空间梯度。

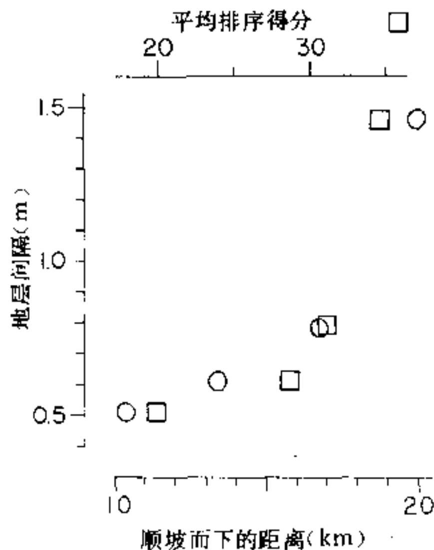


图 11-1 沉积物堆积速率随相对水深变化的函数

二个火山灰层之间（M_2 与 M_3 之间，Cisne 和 Rabe，1978；Cisne 等人，1982）地层间隔依相对水深的两方面变化：（1）沿平行于重力流古水流平均矢量方向的横断面顺坡向下距 Trenton Falls 剖面的远近；（2）第一轴的底栖无脊椎大化石化石组合的交互平均排序分值（以 0—100 为标准，其分值为 20 到 35。分值随深度增加而增加，每一个标出的值都是四个化石组合的平均得分，在每个剖面上，对每一个火山灰层，一个分值在其上，一个在其下）。交互平均得分与顺坡而下距离的趋势显示出正文中讨论的深度相关性

在本文中，我们研制并运用了一种新的方法来重建海平面历史，该方法利用陆表海碳酸盐沉积物的一种特性，即沉积物堆积速率对水深的相关性（图 11-1）。正如解释过的那样，为了测量一个地层剖面中的海平面变化，可以根据作为该剖面中的位置的函数的相对水深测值，重建相对时间比例尺。然后把水深随地层位置变化的资料和沉积物厚度资料用来重建各个剖面作为时间的一个函数的海平面变化。

在解释完测定海平面变化的方法之后，我们重建了美国中西部地层剖面中记录有总的中奥陶世海进期中部分时期（Rocklandian 期到 Denmarkian 期，Rocklandian）的海平面历史（图 11-2）。我们通过将重建的海平面时间趋势与依据地化指纹特征的火山灰对比所建立的地层年代进行比较的办法，对这段历史共有的海平面变化成分（图 11-3，图 11-4）进行校核。

为了描述远离海岸的地区内个别地层剖面的海平面史，我们使用的某些一般性术语是做了特定修改的。例如用在描述某一剖面的海平面史的海进和海退分别是指海平面相对于局部地区大陆基底的升和降。在这种意义上，海进和海退并非一定要求通常那样离开滨线向陆或向海方向移动。正如 Cisne 等人（1984）所详述的那样，海平面是相对于大陆测定的。为测量某一段地层所经历的海平面变化而设定的零点是该剖面中或其它一个已与该剖面进行过时间相关的剖面中一个特定的点。海平面变化是指全球海平面变化。在某一特定剖面上测定的海进或海退变化可能代表局部的沉降或抬升，不一定是全球海平面的海进或海退。绝对水深。单位用米，是指一个潮周期或某种更长的时期（象本文所研究的中奥陶世这样的陆表海中，潮汐作用完全可以忽略；参见 Hallam，1981）的平均水深，相对水深是指以相对单位表示的深度（比如沿时间界面顺坡而下的距离或者化石组合的无因次的排序得分）。海平面史和海平面曲线是指作为时间的一个函数的海平面。

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

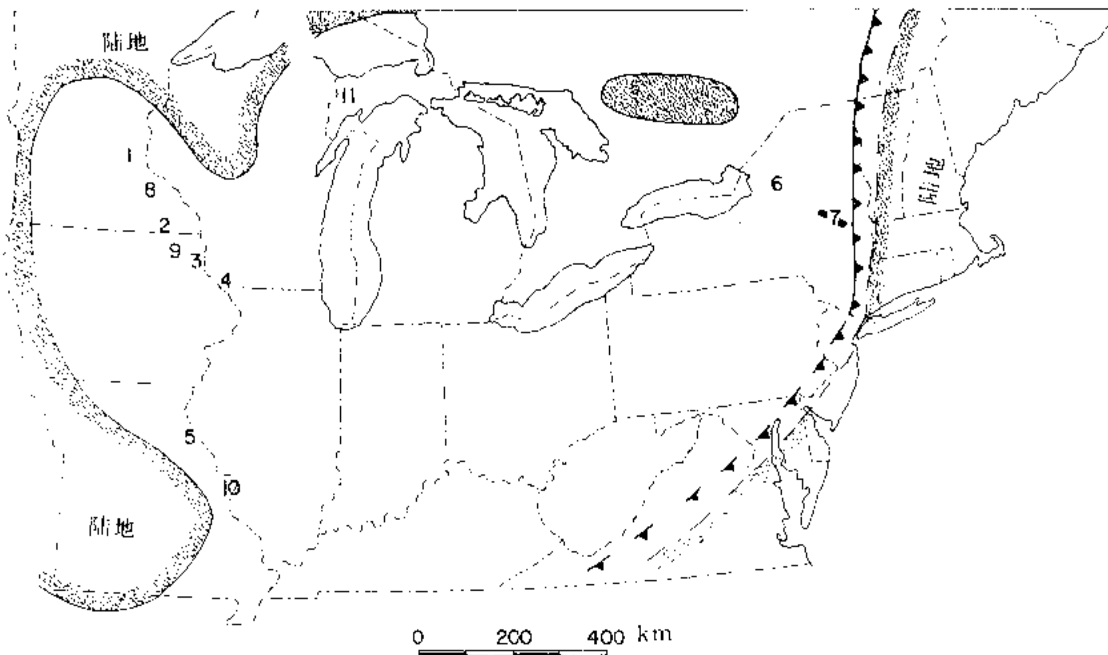


图 11−2 中奥陶世晚期古地理概括图（据 Schuchert，1955）

被研究过的剖面以数码标了出来：（1）St.Paul，MN（Templeton 和 Willman，1963）；（2）Greenleafton，MN；（3）Guttenberg，IA（Templeton 和 Willman，1963；Levorson 和 Gerk，1972，1975）；（4）Dickeyville，WI（Templeton 和 Willman，1963；Willman 和 Kolata，1978；Kolata 等人，1983）；（5）NewLondon，MO，包括（5a）New London（Templeton 和 Willman，1963）和（5b）南 New London（Templeton 和 Willman，1963；Willman 和 Kolata，1978）；（6）Black River Valley，NY，包括（6a）Martinsburg 和（6b）Lowville（Kay，1937；Titus 和 Cameron，1976；Titus，1982）；（7）Mohawk River Valley，NY（Cisne 等人，1982；样品取自本项研究中只供对比用的 20 多个剖面）；（8）Rochester，MN（Templeton 和 Willman，1963）；（9）Decorah，IA（Templeton 和 Willam，1963；Levorson 和 Gerk，1972，1975）；（10）Kimmswick，MO（Templeton 和 Willman，1963；Kolata 等人，1983）；（11）Escanaba，MI（Templeton 和 Willman，1963）MN—明尼苏达州；IA—衣阿华州；WI—威斯康星州；MO—密苏里州；NY—纽约州；MI—密执安州

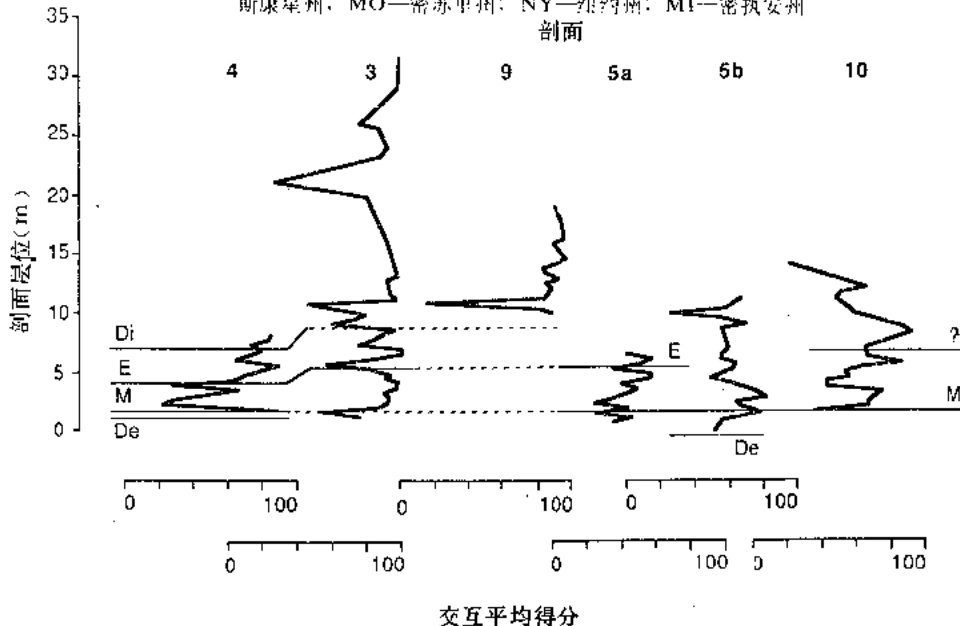


图 11−3 给出了第一轴底栖无脊椎大化石化石组合交互平均得分（范围 0—100）随地层层位发生变化的群落对比曲线

曲线所对应的剖面如图 11−2 所示。Deicke(De)、Millbrig(M)、Elkport(E)以及 Dickeyville(Di)等 K—膨润土层在观察到的地方用实线表示，在根据岩石地层学推断的地方用虚线表示。这些火山灰层和因含有它们而成了标准的岩石地层单元是对剖面进行时间相关的依据(Kolata 等人，1983)。在剖面 10 中尚未定名的 K—膨润土层几乎正在所预测的 Dickeyville K—膨润土层的位置处(D.R.Kolata,私人通讯，1986)

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

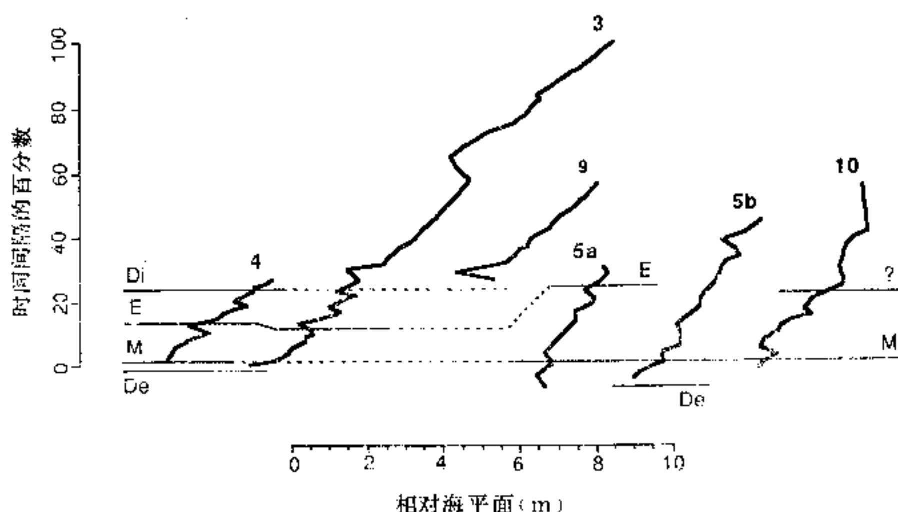


图 11—4　对图 11—3 所示资料的六个剖面重建的海平面曲线

火山灰层（K—膨润土层）已在图 10—3 中标出。这些曲线显示出了一个共同、显著的海平面上升。尽管由于沉积物堆积和同沉积构造活动（仅在剖面 10 上）与深度相关上的差异有所变化，但是曲线在对应于火山灰层的时间处，都有显著的小规模海平面变化

二、对克拉通陆表碳酸盐海域中海平面变化的测定

1.海平面变化和沉积作用

1）海平面变化、沉积物和水负荷以及沉降

随着海平面相对于大陆的上升和陆表海中沉积物的堆积，大陆在沉积物和水负载作用下发生沉降。对于海平面上升的速率小于 10^{-4}m／a，沉积作用速率相当低时，可以假定在该海域中部的沉积物和水的负荷处于瞬时地壳均衡状态（Cisne 等人，1984）。在海域的海岸上和岸外边缘处，沉积物和水负荷的边缘会产生一种岩石圈挠曲的边缘效应。这种效应在这些边缘内大约 100—200km 的范围内消失（Cisne，1985），因此不会对海域中部的沉降产生重大影响。

在均衡条件下，海平面 L（t）、沉积物厚度 S（t）和水深 H（t）随时间 t 的变化率具以下关系（Cisne 等，1984）：

$$\frac{dL}{dt}-\left(\frac{\rho_m-\rho_s}{\rho_m}\right)\frac{dS}{dt}-\left(\frac{\rho_m-\rho_w}{\rho_m}\right)\frac{dH}{dt}=0 \qquad (11-1)$$

式中 $\rho_m=3300kg/m^3$、$\rho_s=2100kg/m^3$ 及 $\rho_w=1000kg/m^3$ 分别是被排除的地幔、碳酸盐沉积物及海水的密度。假定长期的压实作用可忽略不计和沉积物密度在整个海进层序沉积期间保持不变。这些假定对象本文所分析的中奥陶统沉积物这样以颗粒支撑砂屑灰岩为主的较薄（<100m）的层序来说应当是合理的。此处我们所用的沉积物密度是依据 35%的孔隙度求得的，以适应于地表沉积物（Enos 和 Sawatsky，1981）。

2）与深度相关的沉积作用

碳酸盐岩沉积物堆积强烈地依赖于水深和与深度相关的环境条件（据 Kendall 和 Schlager，1981）。在非常靠近海平面的某一高程之上，碳酸盐岩沉积速率为零。在很深的

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

水中，碳酸盐岩沉积速率又一次达到零，这是由于水深达到了钙质碳酸盐补偿深度。在碳酸盐岩环境中，介于上述两个零值极点之间的某一深度处，沉积速率达到最大值。据现代碳酸盐岩环境的判断（Ginsburg 和 James，1974），最大沉积速率的深度可能不会超过 10m。假定这个特定陆表海的最大深度超过最大沉积速率深度不太大，则用下列线性逼近式求得更复杂的（和未知的）沉积速度对水深的相关关系（Cisne 等人，1984）：

$$\frac{dS}{dt} = cH \tag{11-2}$$

式中，c 是该特定沉积环境的**深度相关频率**。在以下的论述里，假定 c 在单个地层剖面中随时间不发生变化。在以后涉及重建的海平面历史的检验中，将讨论 c 值随时间的变化。

当用于合成地层时（（11–3）式），（11–2）式预测出：水深可能按渐近线方式达到一个与周围海进速率成正比的深度（Cinse 等人，1984）。许多在长期近乎稳定的海进过程中沉积的陆表海“并进”型碳酸盐岩层序（Kendall 和 Schlagey 意义下的，1984）表现出的水深稳定性，基本上证实了这个预测。

由于广泛分布火山灰层的共同性，北美东部和中西部中奥陶统地层提供了一些有关碳酸盐岩沉积速率与深度相关的最好资料（而且几乎也是唯一精确的资料）（Cisne 等人，1984）。图 11–1 是按（11–2）式求得的一个深度相关的例子。该例涉及纽约州 Mohawk 谷区的北美东部中奥陶世碳酸盐岩台地最边上的浅水碳酸盐岩（Cisne 等人，1982）。其地层在岩性和生物地层方面很象北美中部大陆的相应地层。沿平行重力流古水流平均矢量方向的横切面，两个火山灰层间的间隔（即在一精确限定的时间间隔内沉积物的净堆积）随顺坡方向的距离（即相对水深）增加而增加。图 11–1 还给出了在每一个位置处四种化石组合的交互平均排序得分的平均值，一组恰好在每个火山灰层之上，一组恰好在其下。由于顺坡横剖面上研究确定的数值沿各个火山灰层顺坡而下。延伸得越来越远，因此，这个排序得分是相对水深的一种近乎线性的量值（Cisne 等人，1982）。图 11–1 中画出的两条趋势线的曲率可能反映了海底地形的变化——这种变化从平坦台地底部到倾入泰康海槽（Taconic Trench）的陆坡（Cisne 等人，1982）。火山灰层的间隔变化趋势与排序得分的趋势几乎吻合的事实表明：正如（11–2）式那样，在沉积速率与深度加大之间基本上是一种线性关系。

Cinse 等人（1984）通过对时间上相当、但之后经历了差异沉降地区的中奥陶统剖面的水深变化史的比较，报导过根据（11–2）式求得的碳酸盐岩沉积作用与深度相关的定量性证据。按（11–2）式进行的深度相关的进一步验证涉及到特征符号❶（Characteristic signature），它可以引起滨线边缘效应，影响到岩石圈挠曲时的地层样式（Cisne，1985）。而迭覆在 Wisconsin 穹隆之上的中奥陶统地层表现出了这种特征符号，经进一步分析得出了 $c \approx 3/\text{Ma}$ 和一个大约 2m 的渐近线式的滨海水深，它与海洋测深上的沉积学证据相吻合（Cisne，1985）。

3）海平面历史的记录

综合（11–1）式和（11–2）式可以得出一个用海进速率 dL/dt 表示的水深 H 的微分方程（Cisne 等人，1984）：

---

❶指系数C。——校者

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

$$\frac{dH}{dt}+c\left(\frac{\rho_m-\rho_s}{\rho_m-\rho_w}\right)H=\left(\frac{\rho_m}{\rho_m-\rho_w}\right)\frac{dL}{dt} \qquad (11-3)$$

一旦从该方程中解出 H，据此就可从（11–2）式中确定出沉积物厚度 S。(11–3) 式仅适用于 $H>0$，不适用于沉积物出露水面（即 $H<0$）的情况。

Cisne 等人（1984）人工合成了各种不同海平面史 $L(t)$ 的地层。据（11–3）式沉积作用与深度相关的一个基本含义是：海平面历史应当记录岩石沉积速率中的深度相关变量以及水深中的深度相关变量。

2.海平面历史的重建

1）对单一地层剖面的重建

重建作为时变函数的海平面包括二个基本步骤：(1) 确定地层位置与年代间的关系；(2) 测定海平面变化并把海平面同此时间尺度相联系。

假定一厚度为 S、延续时间为 T 的地层剖面，在其上按均匀的空间间隔取 $n+1$ 个样并编序为 $i=0, 1, 2, \cdots, n$。选取取样间距 $\Delta S=S/n$ 相当于在样品之间选一个通常并不知道的平均时间间隔 $\Delta T=T/n$。按离散的间隔重写（11–2）式得出任一给定取样间隔 i 的 ΔS 与 $\Delta t(i)$ 之间的关系：

$$\Delta S=ch(i)\Delta t(i),\quad 1\leqslant i\leqslant n \qquad (11-4)$$

式中，$h(i)$ 是所选时间间隔内的平均水深，$\Delta t(i)=t(i)-t(i-1)$.假定在该时间间隔内海平面变化的加速度为常数（可能为零），那么：

$$h(i)=\frac{H(i)-H(i-1)}{2} \qquad (11-5)$$

式中，$H(i)$ 和 $H(i-1)$ 分别是所选时间间隔结束和开始时的水深（见 Cisne 等人，1984，23–28 式）。(11–2) 式还给出：

$$\Delta S=c\Delta hT \qquad (11-6)$$

$$\frac{1}{h}=\frac{1}{n}\sum_{i=1}^{n}\frac{1}{h(i)} \qquad (11-7)$$

式中，h 是全部 $h(i)$ 的谐合平均值。

将（11–4）式与（11–6）式结合得出用相对水深表示的任一间隔 $\Delta t(i)/\Delta T$ 的延续时间：

$$\frac{\Delta t(i)}{\Delta T}=\frac{h}{h(i)} \qquad (11-8)$$

将（11–8）式求和到第 j 个样点便得出第 i 个样点的相对年龄 $t(j)/T$：

$$\frac{t(j)}{T}=\frac{1}{n}\sum_{i=1}^{j}\frac{\Delta t(i)}{\Delta T}=\frac{1}{n}\sum_{i=1}^{j}\frac{h}{h(i)},\qquad 1\leqslant j\leqslant n \qquad (11-9)$$

把（11–6）式代到（11–9）式中得绝对时间 $t(j)$：

$$t(j)=\frac{S}{c}\sum_{i=1}^{j}\frac{1}{h(i)},\qquad 1\leqslant j\leqslant n \qquad (11-10)$$

当只有相对深度可测时，(11–9) 式可用来确定相对时间；当 c 已知且绝对深度可测时，可用（11–10）式确定绝对时间。

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

按离散的间隔重写（11–1）式得：

$$\Delta L(j)=\left(\frac{\rho_m-\rho_s}{\rho_m}\right)\Delta S+\left(\frac{\rho_m-\rho_w}{\rho_m}\right)\Delta H(j),\quad 1\leqslant j\leqslant n \tag{11-11}$$

式中，$\Delta L(j)=L(j)-L(j-1)$，$\Delta H(j)=H(j)-H(j-1)$。同时还把 $L(0)\equiv 0$ 定义为在特定剖面中测量海平面的人为零点。在该地层间段上对（11–11）式求和到样点 j，得出时间 $t(j)$ 处的相对海平面 $L(j)$：

$$L(j)=\sum_{i=1}^{j}\Delta L(i),\quad 1\leqslant j\leqslant n \tag{11-12a}$$

$$=j\left(\frac{\rho_m-\rho_s}{\rho_m}\right)\Delta S+\left(\frac{\rho_m-\rho_s}{\rho_m}\right)[H(j)-H(0)] \tag{11-12b}$$

$$=j\left(\frac{\rho_m-\rho_s}{\rho_m}\right)\Delta S+\overline{H}\left(\frac{\rho_m-\rho_w}{\rho_m}\right)\left[\frac{H(j)-H(0)}{\overline{H}}\right] \tag{11-12c}$$

$$\overline{H}\equiv\frac{1}{n+1}\sum_{i=0}^{n}H(i) \tag{11-13}$$

式中，$\overline{H}$是所选剖面上水深的算术平均值。

假定某个相对水深的测值 R 同绝对水深成正比：

$$R=CH \tag{11-14}$$

式中，C 是比例常数。将（11–14）式代入（11–9）式和（11–12c）式中，得到相对时间以及用相对深度 R 和平均绝对水深$\overline{H}$表示的海平面变化：

$$\frac{t(j)}{T}=\frac{1}{n}\sum_{i=1}^{j}\frac{r}{r(i)},\quad 1\leqslant j\leqslant n \tag{11-15}$$

$$L(j)=j\left(\frac{\rho_m-\rho_s}{\rho_m}\right)\Delta S+\overline{H}\left(\frac{\rho_m-\rho_w}{\rho_m}\right)\left(\frac{R(j)-R(0)}{\overline{R}}\right) \tag{11-16}$$

式中，r、$r(i)$、$\overline{R}$和 $R(j)$与 h、$h(i)$、$\overline{H}$和 $H(j)$ 类似。将（11–9）式代入（11–10）式可得用绝对水深表示的绝对时间：

$$t(j)=\frac{CS}{c}\sum_{i=1}^{j}\frac{1}{r(i)},\quad 1\leqslant j\leqslant n \tag{11-17}$$

注意，C 在相对时间和海平面表达式即（11–15）式和（11–16）式中并没有出现。

2）剖面之间重建海平面的对比

设长度为 S_k 的 N 个剖面，具不同的时间延限 T_k、深度相关频率 c_k、取样间隔的数目 n_k 以及沉积作用的谐合和算术平均深度 h_k 和$\overline{H}_k$，$1\leqslant k\leqslant n$。假定这些剖面在时间上是相当的，而且对所有这些剖面使用同一个相对水深值 R。

比较其各自海平面史的第一步是确定它们相对于某一标准剖面的延续时间。我们假定长度为 S_1 的剖面为标准剖面并确定 T_k/T_1。用 n_k 乘（11–6）式得：

$$S_k=c_k h_k T_k \tag{11-18}$$

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

将第 k 个剖面的（11−18）式除以标准剖面的相应表达式，经整理得：

$$\frac{T_k}{T_1}=\frac{S_k c_1 h_1}{S_1 c_k h_k} \tag{11-19a}$$

$$=\frac{S_k c_1 r_1}{S_1 c_k r_k} \tag{11-19b}$$

式中，r_k 是第 k 个剖面相对于相对水深 R 的谐合平均值。

假定沉积作用的算术平均深度仅在标准剖面中是已知的，那么重建这第 k 个剖面的海平面史所需要的平均水深 $\overline{H}_k$ 是多少呢？将（11−14）式用于这两个剖面[1]，并象上边那样将它们相应的（11−14）表达式相除，经整理得：

$$\overline{H}_k=\frac{\overline{R}_k}{\overline{R}_1}\overline{H}_1 \tag{20}$$

对距离 S_1' 和 S_k' 隔开的相应时间界面之间的间隔来说，其相对深度相关频率 c_k / c_1 是可以被估计出的。采纳（11−19b）式，并令 $T_1=T_k$ 则：

$$\frac{c_k}{c_1}=\frac{S_k' r_1'}{S_1' r_k'} \tag{21}$$

式中，r_k' 是第 k 个剖面时间间隔的谐合平均水深测值。

3）对重建的海平面史的验证

当海平面史只能从要受检验的重建工作中获得时，那么，正如本文讨论的实例一样，验证是重建中必须坚持的一项工作。在构造稳定区，海平面变化可能会被认为强过因垂向构造运动引起的局部海平面变化，不同地层剖面应记录下相同的海平面历史。重建工作的一般性验证是看这些剖面的历史在海平面变化的时间上和变化幅度上彼此间是否一致。历史之间的对应相符是相应特征的全球海平面变化属性的确凿证据。所选剖面分布得越广泛，全球性海平面变化的证据就越有力。

通过将借重建的海平面历史所作剖面之间的时间相关关系与用其它证据进行的剖面间的时间相关关系进行比较，可以对重建的时间进行更严格的验证。如果全球海平面发生过变化，应有可能进行剖面之间的时间相关：（1）通过对比它们的海平面曲线上相应的变化；（2）更严格的是通过对其海平面的一次微分曲线或者换一种方式，通过水深曲线（即深度 H 或 R 值随时间变化的关系曲线）进行统计学上的互相关。在这种情况下，水深曲线应逼近相对海平面曲线的一次微分曲线（参见前面的讨论；另外参见 Rabe 和 Cisne，1980；Cisne 和 Chandlee，1982）。只要构造的“干扰噪声”没有压过海平面变化，就应将上述验证工作用到那些在沉积过程中经历了差异垂向运动的剖面中去。

由于每个剖面的海平面重建史高度敏感地依赖于深度相关频率 c，因此对独立时间相关剖面来说，其重建海平面曲线之间的对应程度为在剖面内 c 值不变的假定提供了一个关键性的验证。在剖面内，c 值的变化可能随与海平面史无关的水深和岩石沉积速率而增加。以及随着重建时间尺度的相应畸变而增加。不同剖面中 c 值的明显的、独立的变化可能会使全球海平面变化，在这些剖面的重建海平面曲线上表现为幅度和发生时间上的差异性。在重建过

[1] 即标准剖面和第 k 个剖面。——译者

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

程中所涉及到的许多因素和不确定性，使得实际上不可能事先对重建曲线在幅度和发生时间上的误差范围作出评价。通过对一定数量时间相关过的剖面中的曲线的比较，可以得出剖面内 c 值变化的一些认识，就象比较剖面之间的变化一样，后者将在下一节做进一步讨论。

三、北美大陆中部的中奥陶世海进

美国中西部中奥陶世晚期的陆表海沉积（罗克兰德阶、克费尔德阶（Kirkfieldian）和舍门阶（Shermanian））（图 11–2）大多是碳酸盐岩地层。这些沉积反映了在一次以位于罗克兰德阶与下伏黑河阶（Blackriveran）地层之间，遍及该区的不整合为标志的小规模间断之后中奥陶世总体海进的连续性（Templeton 和 Willman，1963；Ross 等人，1982）。图 11–2 说明中所列出的参考文献对中西部地层剖面做了逐层的描述。

连续的罗克兰德期—舍门期层序尤其适宜于重建和验证海平面历史。除在奥扎克隆起（Ozark Uplift）和泰康弧—大陆碰撞带（Taconic arc–continent collision zone）周围地区以外，大陆中部在本文谈及的地质时期内构造上是稳定的（Templeton 和 Willman，1963；Willman 和 Kolata，1978；Cisne 等，1982）。它并没有受到与泰康期造山作用晚期伴生的翘升的影响（Quinlan 和 Beaumont，1984）。尽管中西部地区是一个离最近的消减带约 2000km 的构造稳定区，可是其地层却含有许多火山灰（K—膨润土）层（Templeton 和 Willman，1963）。根据与地化指纹特征的火山灰层的关系，有人已对中西部地区地层的年代关系做了确定（Kolata 等人，1983；W.D.Huff 和 D.R.Kolata，私人通讯，1986）。

1.资料与方法

1）取样及样品处理

所选取的用于研究的剖面不仅要代表构造稳定、以碳酸盐岩为主的陆表海内部地区，而且还要代表以碎屑岩为主的内缘区（图 11–2 中剖面 1、8）和受和缓的同沉积构造活动影响的地区（在 Lincoln Fold 的 5a 和 5b 剖面；在一个经历了与泰康期造山作用有关的构造沉降地区的 6a 和 6b 剖面；在奥扎克隆起侧翼的 10 号剖面）。有些剖面的选择仅是为了拓宽相区和地理区化石组合的代表性（对依据古生物来求古水深方法的一个重要考虑），而不是为了重建这些地区的海平面历史。在本文分析中没有包括 7 区中的沿火山灰层顺坡横切面上（图 11–2）、碳酸盐台地的最边缘处和泰康海槽的外斜坡上的化石组合的水深分布资料，不过这些资料在对比中已被使用了。

本项研究把 Cisne 等人（1984）用过的方法用到了一个更广泛的资料体中。通过图 11–2 所指出的每一个剖面，从每一个层都以规则的间隔选取小体积样品（1—2kg）。对经超声波清洗过的岩块的显微镜鉴定中发现的所有可识别的大化石，都鉴定到了属或相似属的程度。依据属种的相对丰度用交互平均法对所选出的 250 个样品进行了排序（Hill，1973；1974），其中每个样品都至少包含 10 个可识别的标本（每个样品平均大约含 90 个标本，总数超过了已鉴定的 22000 个标本）。总的来说，这种特征向量排序法在解决现代生物群落（Gauch，1982；Austin，1985）和化石组合（Cisne 和 Rabe，1978；Gauch，1982）与环境有关的主要成分趋势方面已被证明是非常有效的。本文对化石组合仅使用了第一轴的得分值（即主要成分分析——种相关方法中第一个主要成分的同意语）。

2）古水深

垂向层序和沿火山灰层从滨岸—滨海层序（比如，在剖面 1、8、2、9 和 3，从滨岸到临滨）的检查表明，化石组合上有一个从滨岸到临滨与水深有关的梯度变化（Cisne 等人，1984；对从滨岸到临滨剖面的综合地层重建，参见 Cisne，1985）。象在 Mohawk Valley 地

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

区同期化石组合中在一个很大的深度范围内发育着类似的梯度变化（Cisne 等人，1982）一样，大陆中部地区生物组合的梯度似乎也反映了深度梯度变化。诚然，该梯度可能不反映水深本身，但至少反映许多与水深和距岸线远近等有关的生物学和化石埋藏学上重要环境因素的梯度变化。

化石组合的第一轴的交互平均得分（范围 0—376，随深度增加而增加）很有力地反映了上述梯度变化（Cisne 等人，1984），并被用作相对水深的量值。Mohawk Valley 地区生物组合的得分与相对水深成线性相关，这是通过沿火山灰层顺坡而下的距离测得的（Cisne 等人，1982）。由于看上去水深最浅的大陆中部地区，生物组合低的得分值与对应于实际零深度的零值排序得分相吻合，因此，我们假定排序得分与水深成正比关系。考察不同剖面重建的海平面历史之间的吻合程度，也是对该假定的一种验证。

3）海平面历史的重建

如前所述，我们重建了 6 个地层剖面的海平面史（图 11–2 中剖面 3、4、5a、5b、9、10）。重建工作建立在对不同剖面的研究结果进行对比而得以估价的二个可行性假定的基础之上：（1）如前述（11–14）式，第一轴交互平均分值与水深成正比；（2）深度相关频率 c 在剖面内以及剖面间保持不变。图 11–3 中的群落对比（coenocorrelation）❶ 曲线（Cisne 和 Rabe，1978）给出了这 6 个剖面排序得分的基础数据，这些分值是地层所处位置的函数。取剖面 3—中西部地区最长的中奥陶统上部地层剖面—作为标准剖面。该剖面中沉积作用的算术平均深度取作 $\overline{H}=2\mathrm{m}$，而渐近线式的临滨水深是根据对该地区岸线边缘效应的地层印记进行分析加以估计的（Cisne，1985）。该剖面的延续时间 $T_3 \approx 10\mathrm{Ma}$（Ross 等人，1982）。其它剖面的平均水深 $\overline{H}_k$ 和延续时间 T_k 是相对于该标准剖面的对应值测定的。

图 11–4 中的曲线给出了相对于每个剖面底界的绝对海平面，这个底界是重建的相对时间的函数。根据对剖面间对具有地化指纹特征的火山灰层进行的时间相关，特别的是在剖面 9 中，依据业已发现的嵌入同火山灰层序的岩石地层单元相对比来同其所作的剖面时间相关，把这些曲线顺时间轴列置于图 4 中（Templeton 和 Willman，1963；Willman 和 Kolata，1978；Kolata 等人，1983）。

4）对重建历史的验证

不出所料，在总的海进时间趋势和海平面变化表现出的微小细节上，所有的这 6 条曲线都显示出同样的模式（图 11–4）。在重建时间标尺上火山灰层的间隔表明，剖面 3、4 和 10 中的深度相关频率 c 近乎相同（参见剖面 10 中尚未定名的 K—膨润土层几乎正在所预测的 Dickeyville K—膨润土层的位置处；D.R.Kolata，私人通讯，1986），但在 5a 和 5b 剖面中，c 值则稍微有点高（图 11–4）。在最长的对比段即 Deicke 与 Dickeyville K—膨润土层之间，剖面 4 与剖面 3 的深度相关频率之比 $c_4 / c_3 = 1.03$。相反，对剖面 5a，Millbrig 与 Elkport K—膨润土层之间的相对频率 $c_{5a} / c_3 = 2.08$。

剖面 5a 和 5b 曲线的坡度较陡（图 11–4），反映沉积物沉积速率较大，因而相应的时间延限估计得过大，而不反映海进净速率的重大变化。该较高的沉积速率可归因于来自周围受奥扎克隆起影响的陆地碎屑物质的注入，或许同时可归因于陆源养分的大量注入而造成的高碳酸盐生产率。剖面 10 曲线的上扬，意味着一次海平面向近于静止状态的一种变化可能也是奥扎克期隆起对该区作用的一种反映。

---

❶原文误为coencorrelation。——译者

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

在小尺度对应中也许最显著的要算正好在 Elkport K—膨润土层前后的海退—海进脉动（图 11–4）。该火山灰层对应在剖面 3、4 和 5a 上也伴有类似的脉动。该脉动也出现在靠近剖面 5b 顶部附近和剖面 10 中预测的位置处。另一个显著的对应关系是在剖面 3 与剖面 9 中长周期稳定上升之前的海进—海退脉动（图 11–4）。

剖面间深度相关频率 c 的不一致性引发了剖面内 c 值随时间变化的这么一个问题。不同剖面海平面曲线之间良好的对应性表明，剖面内 c 值随时间发生的变化相对来说并不重要。总的来讲，在剖面内，c 值随时间发生的变化可能要比它在剖面之间发生的变化小得多（见上节）。

2.海平面历史

我们拿最长的剖面即剖面 3 重建的海平面曲线（图 11–4）作为最佳的海平面变化史。该曲线与其它几条曲线的对比（参见上述讨论）表明，剖面 3 的曲线是这组曲线的代表，甚至很小的海平面变化的时间也可以进行大面积对比（图 11–2）。这说明重建的时间趋势记录了全球海平面变化。

在罗克兰德期到丹麦期海进过程中，海平面的变化至少有两种分量。第一种是，相对于陆地以每百万年约 1m 的极其缓慢的变化速率的稳定上升分量；第二种是，一组都不超过 0.1 到 1Ma 延限的海退—海进脉动，在每个脉动过程中海平面发生下降及其后的上升幅度都大约是 1m。这些脉动的变化幅度如此之小证实了该陆表海构造稳定、空间分布均匀以及基本无潮汐作用的特点（Hallam，1981），同时也证实了该地区地层记录的精确性。

总之，该曲线（图 11–4 中剖面 3 的曲线）显示出相对于大陆，海平面在大约 10Ma 的时间内基本稳定地上升了 10m。在这段时间范围内 30%到 60%和 85%到 100%的时间间段里（图 11–4），海平面上升相当稳定。有趣的是，在这两个间段之间的几百万年时间里海进速率却显得有点异样。海平面以这样的速率稳定上升，与一次因大洋岩石圈平均年龄的减小而造成的海进相一致（Donovan 和 Jones，1979）。这正是元古代末和古生代初大陆离散过程中新扩张脊的产生和生长的必然产物（Heller 和 Angevine，1985）。

这些海退—海进脉动可能反映了诸如与受气候控制的小冰川的变化有关的冰川型海平面变化之类的小规模冰川型海平面变化（Meier，1984）。尽管脉动的延续时间不可能从现有的证据中得到准确的估计，但是它们那小的从 0.1 到 1Ma 的时间规模却与气候性控制的时间规模相一致。卡拉道克阶（Caradocian）的冰碛岩（Hambrey 和 Harland，1981）说明冰川作用大体上与所研究的这些地层是同时期的，并且随后不久跟着来了冈瓦纳大陆中阿石吉尔期的大陆冰川作用。正如对冰川前进和后退周期所做的预料那样，每一次脉动都从海退式偏离（regressive departure）于海平面曲线总体趋势开始，而在其结束时又返回到与其起始时几乎相同的海平面位置处。这些海平面变化很小，特定体积的海水在气候控制下与温度有关的体积变化足以与之相当。

这些海平面下降看来并没有大到足以导致沉积物暴露与不整合的发育。地层层序从黑河阶或罗克兰德阶的界面到丹麦阶明显是连续的。但是，黑河阶或罗克兰德阶界面本身就是一个大陆范围的不整合（Ross 等人，1982），该不整合可能反映了一个的确曾造成暴露的特大脉动中的海退阶段。

饶有兴趣的是，海退—海进脉动常常与火山灰层伴生（图 11–4），尽管并非总是如此，这暗示爆发性火山作用的气候效应可能是一个控制因素。这些脉动并非是火山灰对底栖动物群影响的简单产物。正如图 11–4 所示，这些脉动常起始于火山灰沉积之前，而且它们还出

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

现在这些火山灰层并不发育的剖面上。也正如 Cisne 等人（1984，图 8）所示，从单一火山灰层之下很远的层位到其上很远，动物化石群组成呈连续性变化。

（洪卫东译）

参 考 文 献

AUSTIN, M. P., 1985, Continuum concept, ordination methods, and niche theory: Annual Review of Ecology and Systematics, v. 16, p. 39–61.

CISNE, J. L., 1985, Depth-dependent sedimentation and the flexural edge effect in epeiric seas: measuring water depth relative to the lithosphere's flexural wavelength: Journal of Geology, v. 93, p. 567–576.

———, AND CHANDLEE, G. O., 1982, Taconic Foreland Basin graptolites: Age zonation, depth zonation, and use in ecostratigraphic correlation: Lethaia, v. 15, p. 343–363.

———, GILDNER, R. F., AND RABE, B. D., 1984, Epeiric sedimentation and sea level: Synthetic ecostratigraphy: Lethaia, v. 17, p. 267–288.

———, KARIG, D. E., RABE, B. D., AND HAY, B. J., 1982, Topography and tectonics of the Taconic Foreland Basin as revealed through gradient analysis of fossil assemblages: Lethaia, v. 15, p. 229–246.

———, AND RABE, B. D., 1978, Coenocorrelation: Gradient analysis of fossil assemblages and its applications in stratigraphy: Lethaia, v. 11, p. 341–363.

DONOVAN, D. T., AND JONES, E. J. W., 1979, Causes of world-wide changes in sea level: Journal of the Geological Society of London, v. 136, p. 187–192.

ENOS, P., AND SAWATSKY, L. H., 1981, Pore space in Holocene carbonate sediments: Journal of Sedimentary Petrology, v. 51, p. 961–985.

GAUCH, H. G., 1982, Multivariate Analysis in Community Ecology: Cambridge University Press, Cambridge, 298 p.

GINSBURG, R. N., AND JAMES, N. P., 1974, Holocene carbonate sediments of continental shelves *in* Burke, C. A., and Drake, C. L., eds., The Geology of Continental Margins: Springer-Verlag, New York, p. 137–155.

HALLAM, A., 1981, Facies Interpretation and the Stratigraphic Record: Freeman, Oxford and San Francisco, 291 p.

HAMBREY, M. J., AND HARLAND, W. B., eds., 1981, Earth's Pre-Pleistocene Glacial Record: Cambridge University Press, Cambridge, 1004 p.

HARDENBOL, J., VAIL, P. R., AND FERRER, J., 1981, Interpreting paleoenvironments, subsidence history, and sea level changes of passive margins from seismic and biostratigraphy: Oceanologica Acta, v. 3, Supplement, p. 334–344.

HELLER, P. L., AND ANGEVINE, C. L., 1985, Sea level cycles during the growth of Atlantic-type oceans: Earth and Planetary Science Letters, v. 75, p. 417–426.

HILL, M. O., 1973, Reciprocal averaging and other ordination techniques: Journal of Ecology, v. 61, p. 237–249.

———, 1974, Correspondence analysis, a neglected multivariate method: Journal of the Royal Statistical Society, Series C., v. 23, p. 340–354.

KAY, G. M., 1937, Stratigraphy of the Trenton Group: Geological Society of America Bulletin, v. 48, p. 233–302.

KENDALL, C. G. St. C., AND SCHLAGER, W., 1981, Carbonates and relative sea level change: Marine Geology, v. 44, p. 181–212.

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

KOLATA, D. R., HUFF, W. D., AND FROST, J. K., 1983, Correlation of K-bentonites in the Decorah Subgroup of the Mississippi Valley by chemical fingerprinting, *in* Delgado, D. J., ed., Ordovician Galena Group of the Upper Mississippi Valley—Deposition, diagenesis, and paleoecology: Guidebook, 13th Annual Field Conference, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Great Lakes Section, p. F1–F15.

LEVORSON, C. O., AND GERK, A. J., 1972, A preliminary stratigraphic study of the Galena Group of Winneshiek County, Iowa: Iowa Academy of Science, Proceedings, v. 79, p. 111–122.

———, AND ———, 1975, Field recognition of the subdivisions of the Galena Group in Winneshiek County, Iowa: Field Trip Guide, Iowa, Minnesota, and Wisconsin Academies of Science (unpaginated).

MEIER, M. F., 1984, Contribution of small glaciers to global sea level: Science, v. 226, p. 1418–1421.

PITMAN, W. C., III, 1978, Relationship between eustasy and stratigraphic sequences of passive margins: Geological Society of America Bulletin, v. 89, p. 1389–1403.

———, 1979, The effect of eustatic sea level changes on stratigraphic sequences at Atlantic margins: American Association of Petroleum Geologists Memoir 29, p. 453–460.

QUINLAN, G. M., AND BEAUMONT, C., 1984, Appalachian thrusting, lithospheric flexure, and the Paleozoic stratigraphy of the Eastern Interior of North America: Canadian Journal of Earth Sciences, v. 21, p. 973–996.

RABE, B. D., AND CISNE, J. L., 1980, Chronostratigraphic accuracy of Ordovician ecostratigraphic correlation: Lethaia, v. 13, p. 109–118.

ROSS, R. J., AND 27 OTHERS, 1982, The Ordovician System in the United States: International Union of Geological Sciences Publication 12, 73 p.

SCHUCHERT, C., 1955, Atlas of Paleogeographic Maps of North America: John Wiley, New York, 177 p.

STECKLER, M. S., AND WATTS, A. B., 1978, Subsidence of the Atlantic-type continental margin off New York: Earth and Planetary Science Letters, v, 41, p. 1–13.

TEMPLETON, J. S., AND WILLMAN, H. B., 1963, Champlainian Series (Middle Ordovician) in Illinois: Illinois State Geological Survey Bulletin, v. 89, 260 p.

TITUS, R., 1982, Fossil communities of the middle Trenton Group (Ordovician) of New York State: Journal of Paleontology, v. 56, p. 477–485.

———, AND CAMERON, B., 1976, Fossil communities of the lower Trenton Group (Middle Ordovician) of central and northwestern New York State: Journal of Paleontology, v. 50, p. 1209–1225.

VAIL, P. R., AND HARDENBOL, J., 1979, Sea-level changes during the Tertiary: Oceanus, v. 22, p. 71–79.

———, MITCHUM, R. M., JR., AND THOMPSON, S., III, 1977, Seismic stratigraphy and global changes of sea level, part 4: Global cycles of relative sea level *in* Payton, C. E., ed., Seismic Stratigraphy Applications to Hydrocarbon Explanation: American Association of Petroleum Geologists Memoir 26, p. 83–97.

WATTS, A. B., 1982, Tectonic subsidence, flexure and global changes of sea level: Nature, v. 297, p. 469–474.

WILLMAN, H. B., AND KOLATA, D. R., 1978, The Platteville and Galena Groups in northern Illinois: Illinois State Geological Survey Circular 502, 75 p.

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

第十二篇　晚古生代时的海进、海退沉积

Charles A. Ross and June R.P.Ross

摘要　世界各稳定克拉通陆架区的石炭—二叠纪浅海沉积层序中，出现了约60个海进、海退沉积层序，该层序同步于由全球海平面变化而引起的沉积事件。基于现有的可用作年代对比的晚古生代一些快速演化的生物资料，发现在热带、亚热带和温带的各类克拉通陆架区的层序时代相当。这些层序所跨越的时间平均约2Ma，变化范围在1.2到4.0Ma。

不同克拉通陆架区的局部沉积条件，是控制沉积样式的重要因素。而这些局部沉积条件，又受到海平面变化、岸线位置和泄水基准面等因素的影响，并反映在沉积物的记录中。由于中等规模的海平面变化通常能在地层记录中被广泛地识别，因此，对地层对比很有用。特别是在具有两种截然不同沉积条件的地区，诸如在碎屑物质贫乏的碳酸盐岩陆架区和碳酸盐岩稀少而碎屑岩发育的陆架区之间，则更有助于地层对比。

新的生物种、属往往出现在不整合面之上，标志着一个新的海进事件和新的沉积层序的开始。在海进—海退层序之间，要确定其间断的持续时间是很困难的。这些沉积间断的累积时间如果不比岩石记录所代表的时间长的话，至少也与之相当。晚古生代陆架地层内发育大量的具有全球等时性的不整合面，标志着相当长的沉积间断，说明化石记录是极不齐全的，所保存的大部分只是高水位时间生存的生物群。这种化石记录的不完整性，容易被误认为是高度不规则变异速度的间断式生物演化所造成的。

一、引　言

晚古生代时的海平面变化，主要通过该时期各稳定克拉通陆架区海进—海退所形成的相对薄的沉积来识别（图12–1）。该时期地层记录有别于中、新生代地层。中、新生代地层不仅保留了克拉通陆架的浅水沉积特点，而且沿大陆边缘及其毗邻的洋盆部分还发育巨厚的沉积楔。这些时代更新、更完整的地层记录被作为“沉积层序”而得到广泛的研究。这种时代更新的沉积层序大多数很厚，足以采用地震地层方法加以识别。

古生代克拉通边缘也发育了类似厚的沉积楔状体。但中、新生代海底扩张和板块构造事件却使这些大洋和大洋边缘沉积物遭受了变形，结果，几乎所有这些沉积物或者消亡在俯冲带。或者被搬运到它处，遭受了强烈变形，并以线型带状体，或地体等形式增生到克拉通边缘，而成为造山带的一部分。北美南缘的Ouachita–Marathon、西缘的Antler和Sonoma等古生代褶皱带是这种变形的沉积楔状体的极好佐证。迄今为止，古生代地体中还未能识别出单个的沉积层序来，因为变形太普遍，研究程度太低，而且所含广延深水化石难以与浅水陆架生物群对比。这些地体中许多是异源的，并经历了长距离搬运而远离其形成时所毗邻的克拉通。实际上，我们常常无法知道，哪个克拉通陆架最初是与哪一个增生地体相邻接。

古生代沉积层序中，沿海进上倾方向的边缘沉积薄层广泛分布于克拉通之上（图12–2至图12–5）。在英国，下石炭统和中石炭统下部地层中所记录的海平面变化已得到广泛研究(Ramsbottom，1973，1977，1979。1981)。通过对英国的Tournaisian和Visean地层所做

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

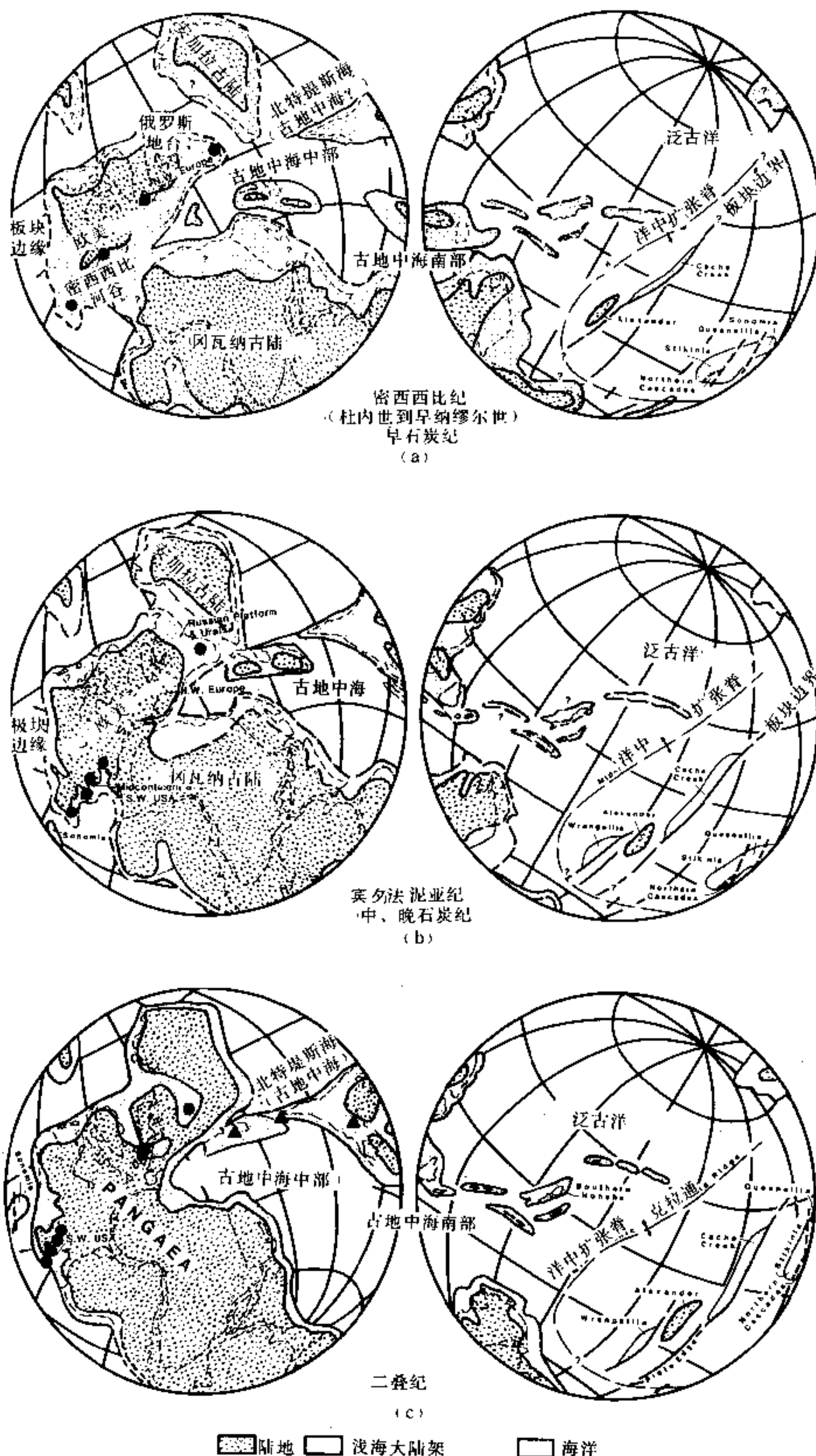


图 12-1　晚古生代克拉通陆架区及地层剖面图

图中圆点代表地层剖面，在（a）图中由图 12-2 示之；在（b）图中由图 12-3 示之；在（c）图中的下二叠系及瓜达卢普阶剖面由图 12-4 示之；（c）图中的三角形代表二叠系最上部剖面，它们由图 12-5 示之

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

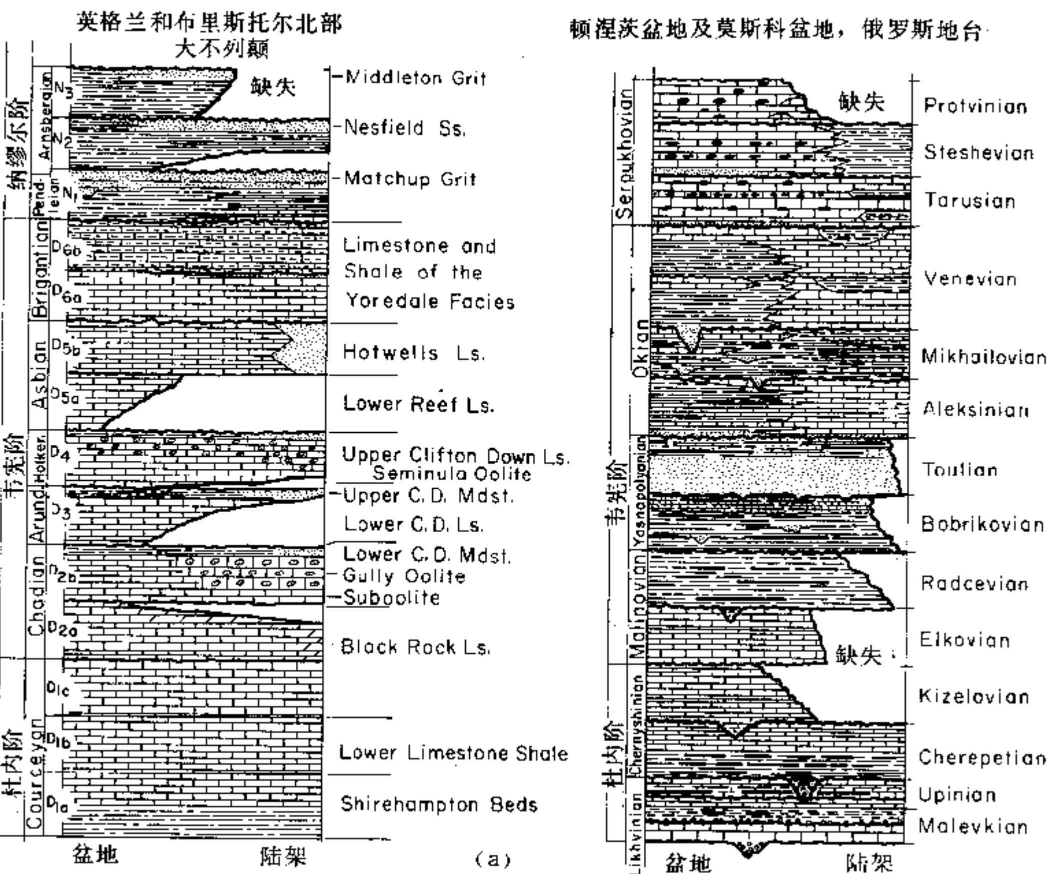


图 12–2

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

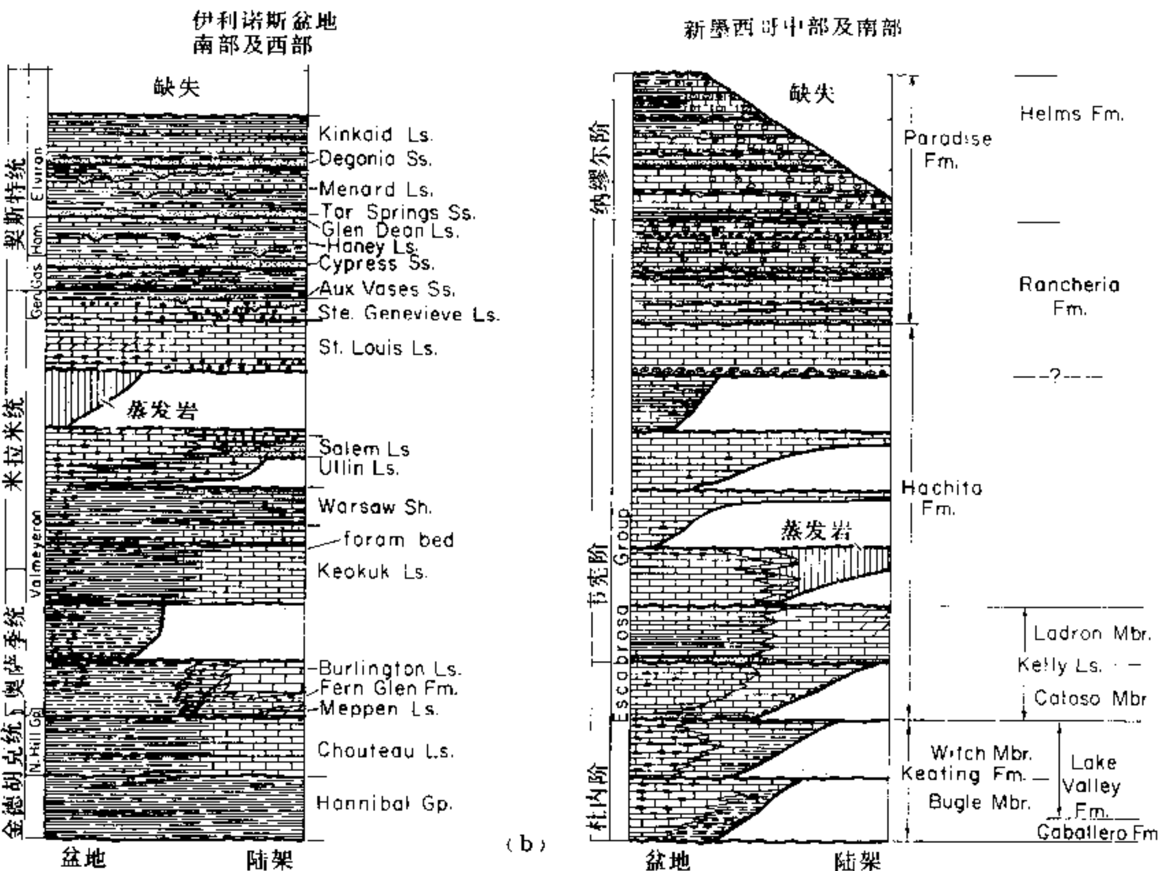


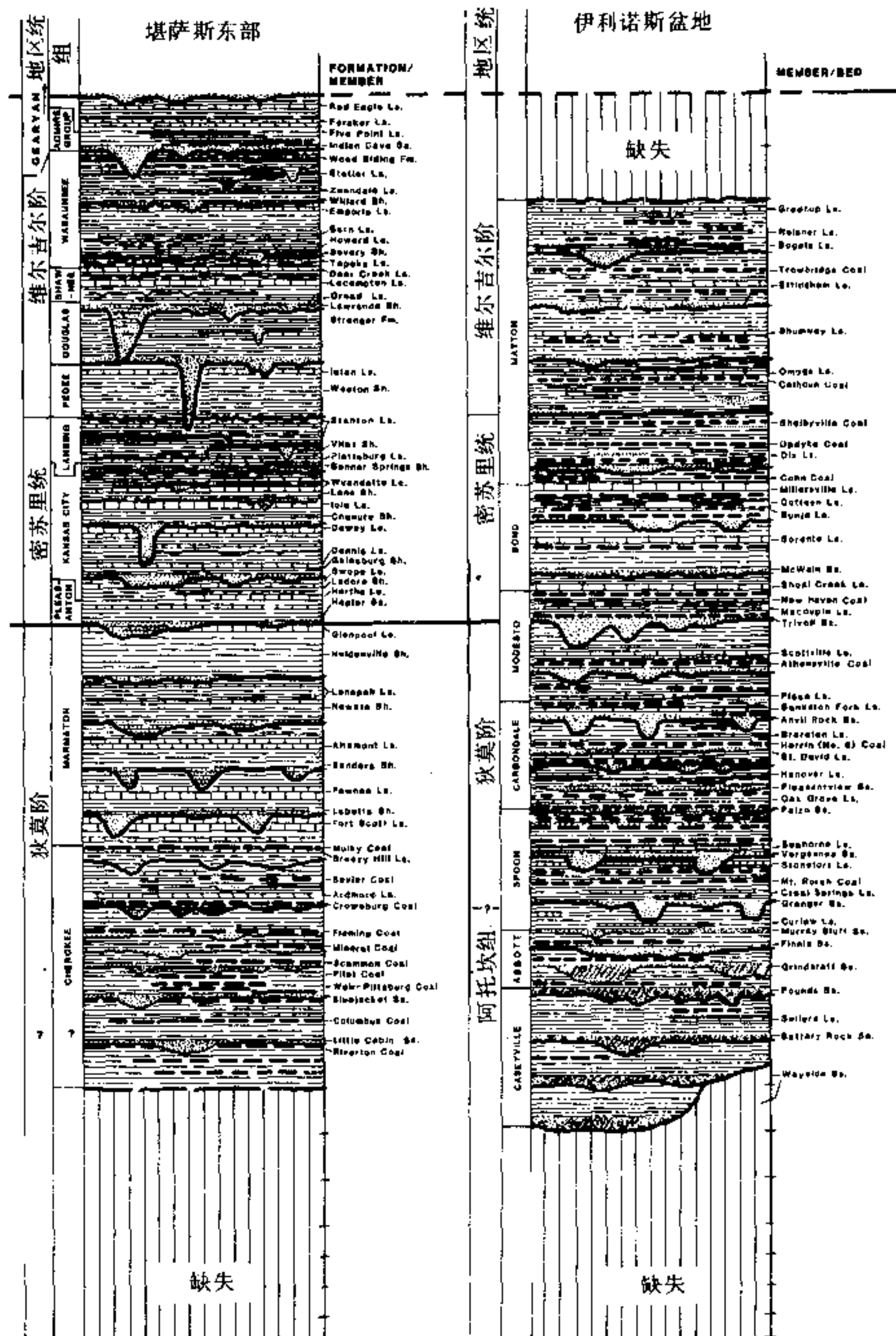
图 12-2　下二叠系岩石剖面，显示了新墨西哥及伊利诺斯盆地(右)和大不列颠及俄罗斯地台(左)的不整合及主要岩层单元的关系

在韦宪也几个不同的周期中，其局限盆地内蒸发岩普遍发育。上韦宪阶及下纳缪尔阶旋回既复杂又包含许多次级旋回。资料取自 Ramsbottom，1973，1979；Willman 等人，1975；Yablokov 等人，1975；George 等人，1976；Armstrong 等人，1979，1980

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

图 12-3

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn



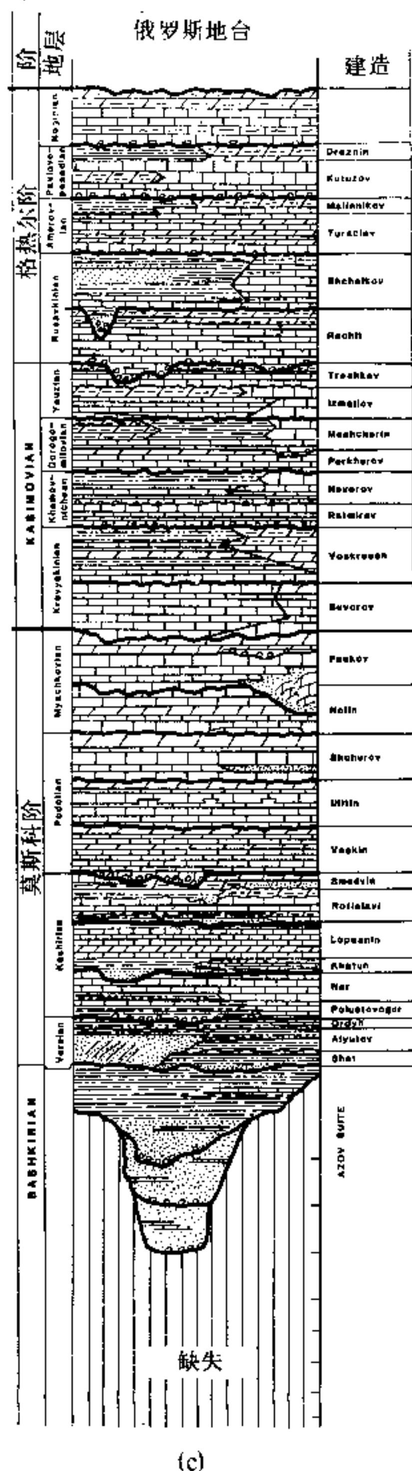
(b)

图 12-3

的沉积史和相分析表明，这些地层可以划出 11 个海进—海退沉积旋回（图 12-6（a））。上覆地层 Namurian 阶内（图 12-6（a）（b）），准确而又详细地确定了一套头足类化石带，表明整个英国此阶段存在 11 个海进、海退旋回（Ramsbottom，1977）。据可靠年代资料，这些旋回在全区是等时的。尽管这种沉积可以由局部性的地壳垂向相对运动所造成，但这种旋

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

回幕的大量存在及其惊人的一致性，更强烈暗示了海平面在全世界范围内存在重复性变化即，全球海平面变化。上覆于 Namurian 阶的 Westphalian 煤层探测资料证实了另外 10 个沉积旋回（Ramsbottom 等人，1978）。Ramsbottom（1977）对这种沉积旋回应用了“中旋回层”（mesothem）这样一个名称，因为他认为这种沉积旋回比原有的“旋回层”（cyclothems）要大（Wanless 和 Shepard，1936），而比层序要小（Sloss，1963）。对于该尺度的旋回，Vail 和 Mitchum（1977）所用的术语是“沉积层序”。我们将采纳该用法以保持一致。



在北美宾夕法尼亚和早二叠世地层中，Ross（1973）能够追踪出 20 个区域性海进—海退沉积单元，和跨越北美克拉通南部大部分地区的不整合（图 12–6（b），（c）。Ross（1979），Ross（1978、1981a、b，1984）和 Ross 及 Ross（1979，1981，1985a，b）考察了广布全球的石炭—二叠纪纺锤䗴、苔藓虫及其它生物和地层资料的细节，结论是，在晚古生代热带、亚热带各克拉通浅水海相陆架区，石炭系和下二叠系至少可以识别出 50 个中等规模的海进和海退事件。最近，Ross 和 Ross（1987a，b）已将出现的晚古生代海平面变化旋回的各个术语给予系统分类，并且把它与化石分带联系在一起，用于确定这些海进的年代。迄今为止，由于把不稳定的构造沉积背景和后期造山带的影响从海平面变化中剔出，还存在很大的困难，因此，它有碍于将晚古生代造山带地层细分成能直接与陆架层序对比的单个沉积层序。例如，石炭纪海西—阿巴拉契亚—奥其塔—玛拉松带；Antler—Sonoma 带或者二叠纪特提斯带都是如此。

图 12–3　中上石炭统岩石剖面给出了不整合和主要岩石单元在不同地区的对比

(a) 亚利桑那东西和德克萨斯北中部；(b) 堪萨斯东部和伊利诺斯盆地；(c) 俄罗斯地台俄罗斯重、短的波折线表示煤层。在克拉通陆架区，中石炭统下段（Bashkivian）通常作为河流碎屑物沉积在河道中。亚利桑那东南克拉通边缘斜坡上，其中石炭统下部为碳酸盐岩与碎屑岩互层。资料来源于 Moore 等人，1951；O'Connor，1963；Brown，1969，1979；Ross，1973；Sinitsyn，1975；Willman 等，1975；Yabokov 等，1975；Armstrong 等，1979；Kier 等，1979

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

二、物理特征

对于克拉通上的海进—海退沉积层序的验证与识别，主要依赖于沉积环境和相变的解释，发现和追踪不整合，以及尽可能精确的建立地层年代关系。这些海进和海退可类比于堪萨斯巨旋回层，并且持续时间也比大多数伊利诺斯盆地类型的旋回层长得多。一个中、上石炭统的海进—海退沉积层序，可以具有4个至5个旋回层或者其中的部分（partial）旋回层（Heckel，1986）。特别是在碎屑沉积物物源丰富的地区尤为如此。

一个典型沉积序列往往以不整合面上的河成砾岩和非海相碎屑滞留沉积开始，向上逐渐过渡为较细粒碎屑和煤层，然后，随着海平面上升，通常变成浅水海相石灰岩。再向上，这个灰岩可变成深水陆架石灰岩和或者在高水位期成为暗色页岩。碎屑沉积贫乏区在克拉通陆架内很普遍，因为该区地形起伏小，河流坡度低，并且广泛分布有浅水碳酸盐台地型岩隆，它们是沉积物富集区（Lane 和 De Keyser，1980）。作为海平面下降的海退阶段，碎屑沉积物一般也是很少的。某些地区，在许多沉积旋回中，海退石灰岩相是很重要的。

在沉积层序之间的不整合面可以有水道和显著剥蚀现象，以至于后续旋回常常以一个强的剥蚀面或风化面开始。岩溶面和风化层，特别是沿风化石灰岩上面的红色残积层，一般很容易长距离追踪。在风化带中所发现的化石，常常已重结晶或被燧石交代。在不整合面上的沉积物中，有些化石已被改造为碎屑颗粒，这些化石经常显示曾经处在风化带之中的证据。总之，它们可能已重结晶（具有模糊的壳壁构造），也可能遭受磨损。它们的内部空隙充填物可能不同于其所处的岩石胶结物。

三、区域展布

在一个地质区域或地质省内，上古生代沉积层序可根据它们的物质特征和地层层位横向追踪相当大的距离。在亚利桑那西南部，Ross（1973）能够利用 Black Prince 和 Horquilla 石灰岩中的两个浅红色碎屑岩夹层来识别两套不同的、早 Atokan 和 Desmoinesian 期之后的海进碎屑岩。化石动物群用来确定上述暗红色夹层间的海进—海退层序的位置。

在伊利诺依斯盆地和北美大陆中部地区，对于中—上宾夕法尼亚统的海进—海退层序及其亚层、旋回层所进行上千公里，甚至更大范围的对比，早在50年前就已很好的确定（Moore 等人，1944）。同样，俄罗斯地台、中国及其邻区的中—上石炭系也作了很好的区内地层对比。

晚古生代时期，这些不同的陆架主要分布在热带、亚热带和温带（图12—1），并且具有某些共同的沉积特征。高水位阶段，大部分地区以碳酸盐沉积为主，然而，在局部地区，页岩、砂岩和薄层砾岩也是很常见的，它们代表了一段从非海相到较深海相陆架的沉积环境。与此相反，稳定陆架区的较冷水环境，诸如西 Alberta 和东 British Columbia（McGugan，1984），则主要是砂岩和含燧石砂岩相，其石灰岩和页岩的分布很小。McGugan's 详细研究表明：沉积序列也是作为一系列海进—海退沉积单元的沉积。尽管它缺乏丰富的钙质动物群，但是，前人的研究业已表明，这些沉积单元代表了大多数中到晚石炭纪和早二叠纪的沉积。

在每一个地区中，许多区域和局部的特征和事件都控制着沉积样式的细节。例如，阿巴

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

拉契亚（Appala chian）造山带的向前推进，给伊利诺依斯和中陆盆地提供了大量的碎屑物质，最后导致这些盆地在石炭纪末之前隆起。另外，在中—晚石炭世和早二叠世期间，古落基山、西得克萨斯和新墨西哥南部、以及亚利桑那东南部等地区的地堑—地垒式构造，也同样显著地影响到碎屑物质的供给情况和沉积中心的位置。

四、沉 积 环 境

总体上，石炭纪和早二叠世的海进—海退沉积层序的地层序列，具有很相似的岩性类型和垂向岩性变化（图 12-2 至图 12-5）。必须注意的是，这些碳酸盐富集的浅水陆架沉积，在它们的沉积时期大多处于类似的纬度。因此对于大多数情况而言，岩性总体上的系统变化，特别是灰岩含量丰度上，在很大程度上反映了低纬度海洋环境因素，尤其是水温因素的变化。沉积层序中的碳酸盐含量、动、植物群的组成以及这些产生碳酸盐生物群落的分异度等参数的变化，也很好地体现了这些环境因素的变化。

钙质碳酸盐化石的钙．镁比值，指示了生物栖生的水温趋势（图 12-7，Chave，1954）。Yasamanov（1981）根据对珊瑚、腕足动物、纺锤䗴等资料的研究，并结合所作的 Ca／Mg 数据，解释了石炭纪和二叠纪的古水温（图 12-8）。他的资料主要来源于高加索。在图 12-8 中，表示温度变化趋势的粗线，依据的是高加索地区腕足动物的 Ca／Mg 资料。注意图 12-8 中，缺少中石炭纪的水温值。Dodd（1967）和 Popp 等人（1986）发现，保存完好的泥盆纪腕足动物与现代腕足动物中的氧同位素 ^{18}O 相比，几乎没有什么变化。它预示，保存完好的腕足动物贝壳中的 Ca／Mg 比值，以及 Yasamanov 的水温变化趋势，可能没有什么变化，甚至其变化的幅度都可能是真实的。

图 12-2 所示，分布于欧美各地的四套下石炭系沉积序列表明，其沉积层序及总体岩性特征具有很多相似性。这些层序靠近石炭纪古赤道。与上泥盆纪（Fransian 和 Famennian）所发育的贫碳酸盐岩的粉砂岩和页岩相反，杜内阶地层主要发育浅水碳酸盐岩。到了中杜内期，生产碳酸盐岩的生物繁盛于各陆架广大地区，并分异成许多生物群落。其中，碳酸盐岩泥状灰岩丘群是把浅水碳酸盐台地群落以水体稍深、富泥的陆架群落分开的一个最显著、典型的群落（Lane 和 De Keyser，1980）。

群落生态的分异度几乎持续到韦宪期末。在早—中韦宪期阶段，广阔的浅水碳酸盐台地通常发育有广泛的蒸发岩沉积。该蒸发岩常堆积在陆架碳酸盐台地岩降之间的浅水地形洼地内，并且构成了某些韦宪期沉积层序的主要相带。此外，在中和晚韦宪期沉积层序中，鲕粒也是普遍发育的，尤其是沿着台地边缘。由于上述蒸发岩和鲕粒岩相在韦宪期，广泛地分布在欧美大陆的大部分地区，因而表明，当时全球气候是变暖的。

在上韦宪期沉积层序中，开始出现两种趋势。一种是，在各沉积层序中，出现了一些小的亚旋回（或者至少变得更明确），并且，这些亚旋回可连续的出现在石炭系下余地层中并进入下二叠统各层序内，另一种趋势是，生产碳酸盐岩生物群落显著减少，动物群分异度也相应降低，其原因是营养结构遭受明显破坏。到了纳缪尔初期，大多数生产碳酸盐岩浅水生物群落仅有零星分布。一般在早纳缪尔期时，所幸存下来的生产碳酸盐岩的生物群落主要是较深水或者外陆架的群落，推测它们适合于较冷的水体环境，在此时，似乎已经被置换为浅水。在这些生物群落变化的同时，在早—中纳缪尔期，由于大量生物灭绝及其地理分布的

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

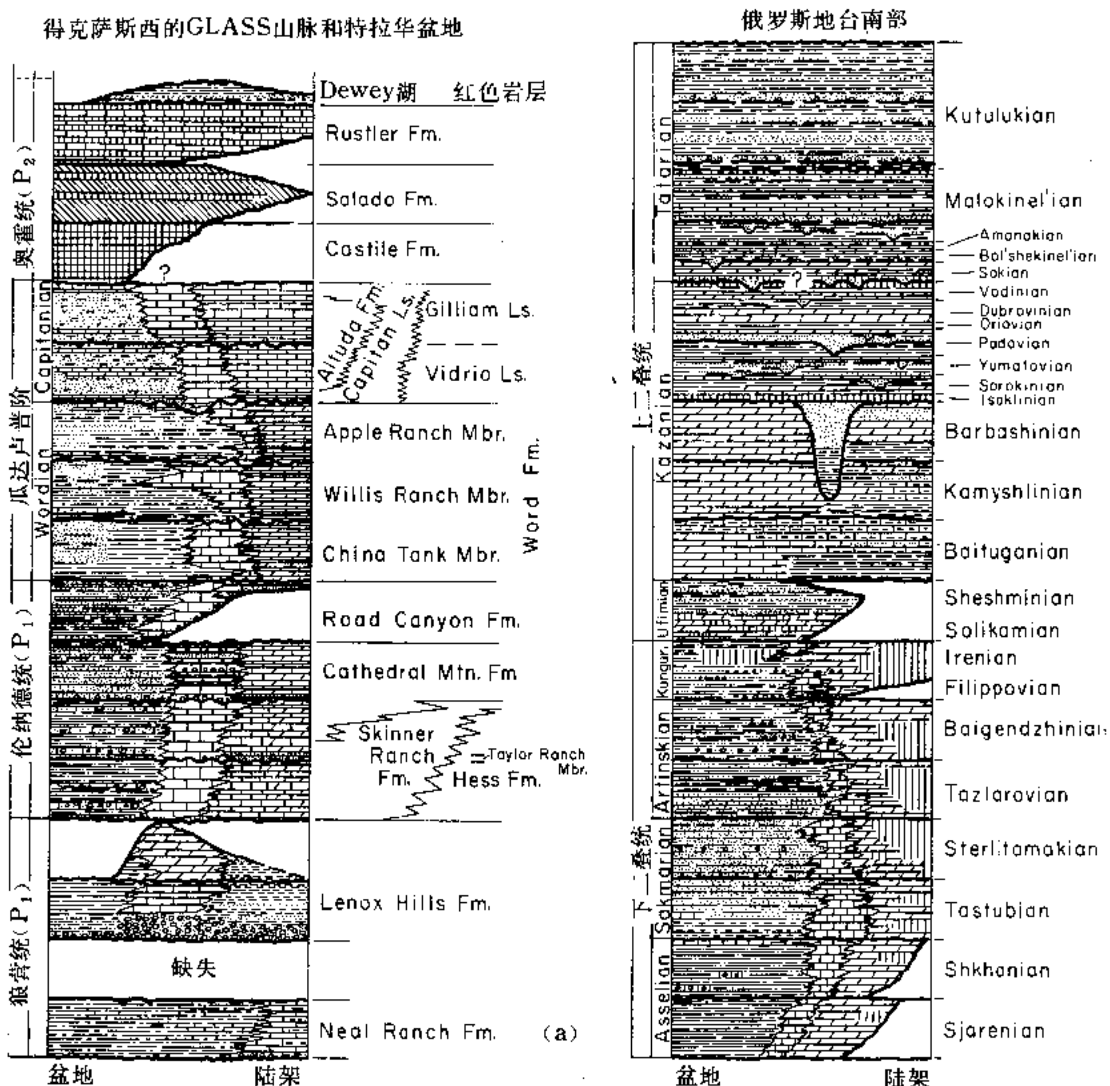


图 12-4

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

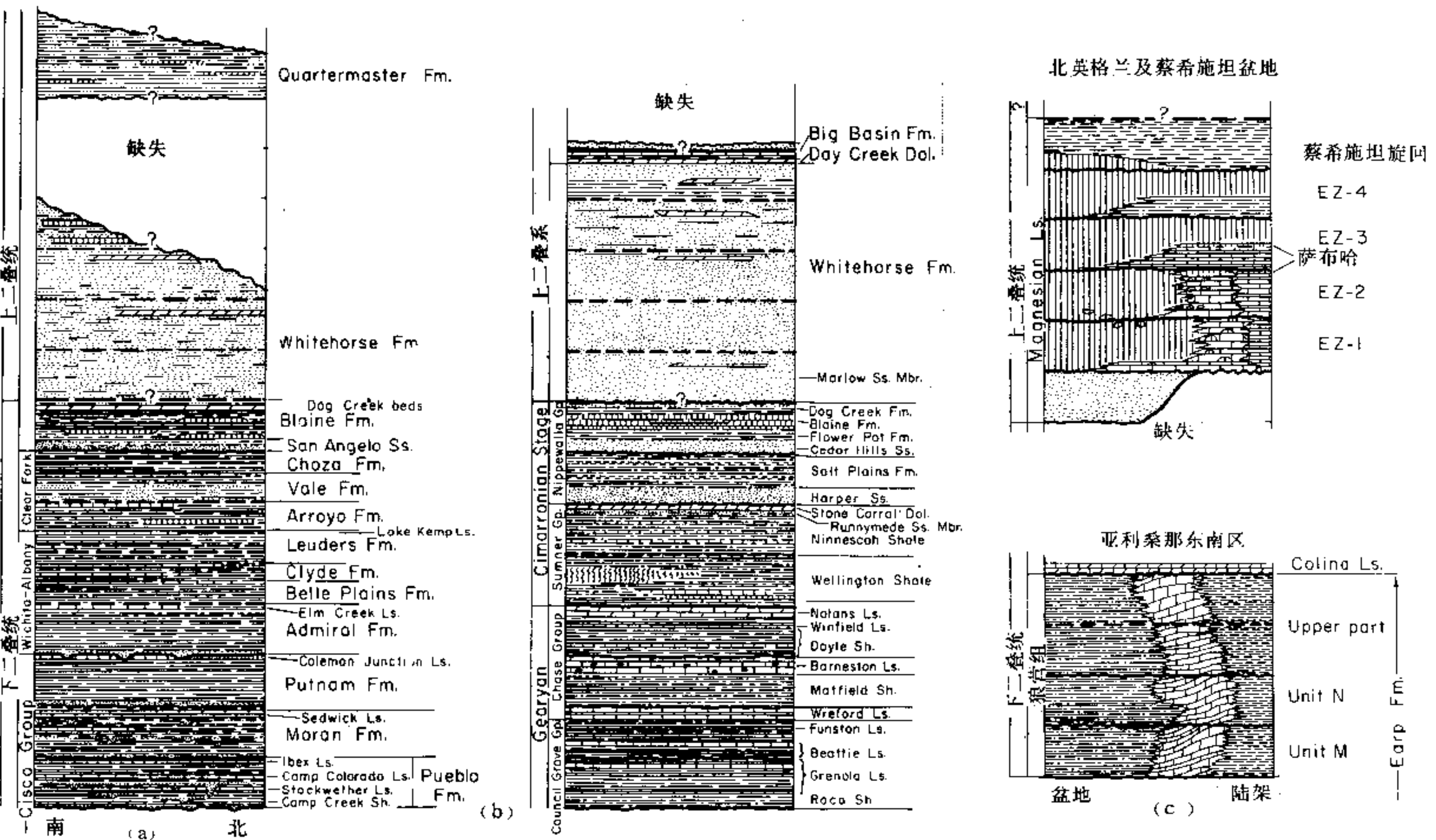


图 12–4 二叠系地层剖面，表示在不同地区的不整合和主要岩石单元的对比

(a) 得克萨斯西部和苏联的俄罗斯地台；(b) 得克萨斯和堪萨斯中北部；(c) 英格兰北部和亚利桑那东南部。资料取自于 King, 1930, 1984; Sellards 等人, 1932; Dunbar 和 Skinner, 1937; Moore 等人, 1951; Likharev, 1966; Ross, 1973

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

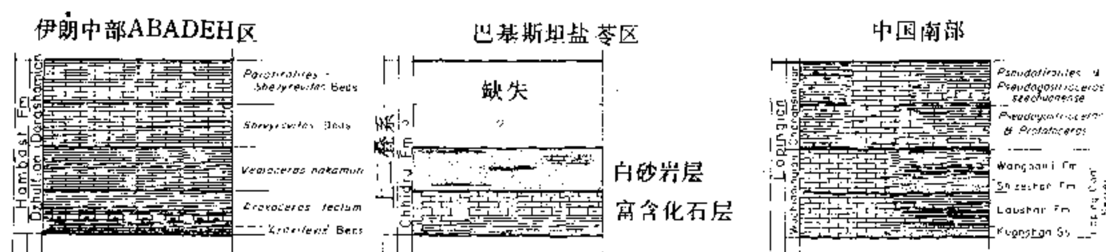


图 12–5　伊朗中部、巴基斯坦盐岩区及中国南部上二叠统地层剖面

资料取自 Sheng，1963；Chao，1965；Kummel 和 Teichert，1970；Taraz 等人，1981

缩小，使得壳类动物和钙藻的分异度继续以种、属级递减。由此看来，从韦宪期末大约到纳缪尔中期，洋面水体似乎有逐渐变冷的特征。大多数陆架（图 12–9）的下、中石炭统之间的界线，具有一个长的间断，并缺失纳缪尔阶的 Chokierian 和 Alportian 组地层。此时，相对海平面一般保持低水位，偶尔发生短期海侵淹到陆架边角。

中—上石炭统沉积层序（图 12–3）是以许多大的岸线快速进、退为特征。这些大型的岸线进、退有的又包括一些次级的岸线进、退。其它的大型岸线进侵与后退仅表现为一种单一的海平面变化，要么是海平面岸线位置低到陆架边缘附近，要么高到克拉通之上，而缺乏中间海面停滞阶段。在这些大型单一的沉积层序中，通常夹有一个或多个岸线位置未发生多大变化的沉积旋回（Heckel，1986）。

中石炭阿托坎到德斯莫尼斯阶的出现，反映了其气候条件比中纳缪尔阶要温暖，但是它还达不到在中韦期时那样温暖气候的条件。动物群和藻的类别在种、属上不断地增加，并且生产碳酸盐岩生物群落的分异度也在增加，但也达不到韦宪期时的程度。此时，局部地方鲕粒较发育，并且大部分浅水陆架是以碳酸盐岩的分布为主。这些碳酸盐岩与中韦宪阶或上覆上石炭系的碳酸盐岩相比，常呈暗灰色。上述这些差别，可能与它比韦宪期和晚石炭世时，更适应较深，较冷的水体环境有关。

在中石炭纪后期，海陆交互相的煤是在古赤道的层序中分布很广的一个相带（图 12–3）。这种大范围煤的保存，意味着细菌活动不强（冷气候）和高碳产率，并且，在上述沉积模式中的某一个阶段表现出世界气候曾经反复变冷。以海陆交互相为主的煤，到了晚石炭纪时，被 liminic 煤所替代。这一特点表明了全球气候开始变暖，Yasamanov 的资料（图 12–8）也证明了这点，同时，从晚石炭纪开始，平均海平面温度增高。

中石炭世末和晚石炭世初，是生物种、属大量濒于灭绝的另一个高峰期。此原因还不很清楚，然而这对于晚德斯莫尼斯期生产碳酸盐岩的群落受到了很强的影响。事实上，大多数从韦宪期可能幸存到纳缪尔期的浅海生物谱系，在晚石炭纪之前灭绝。快速变冷的气候条件是一个可能的原因。

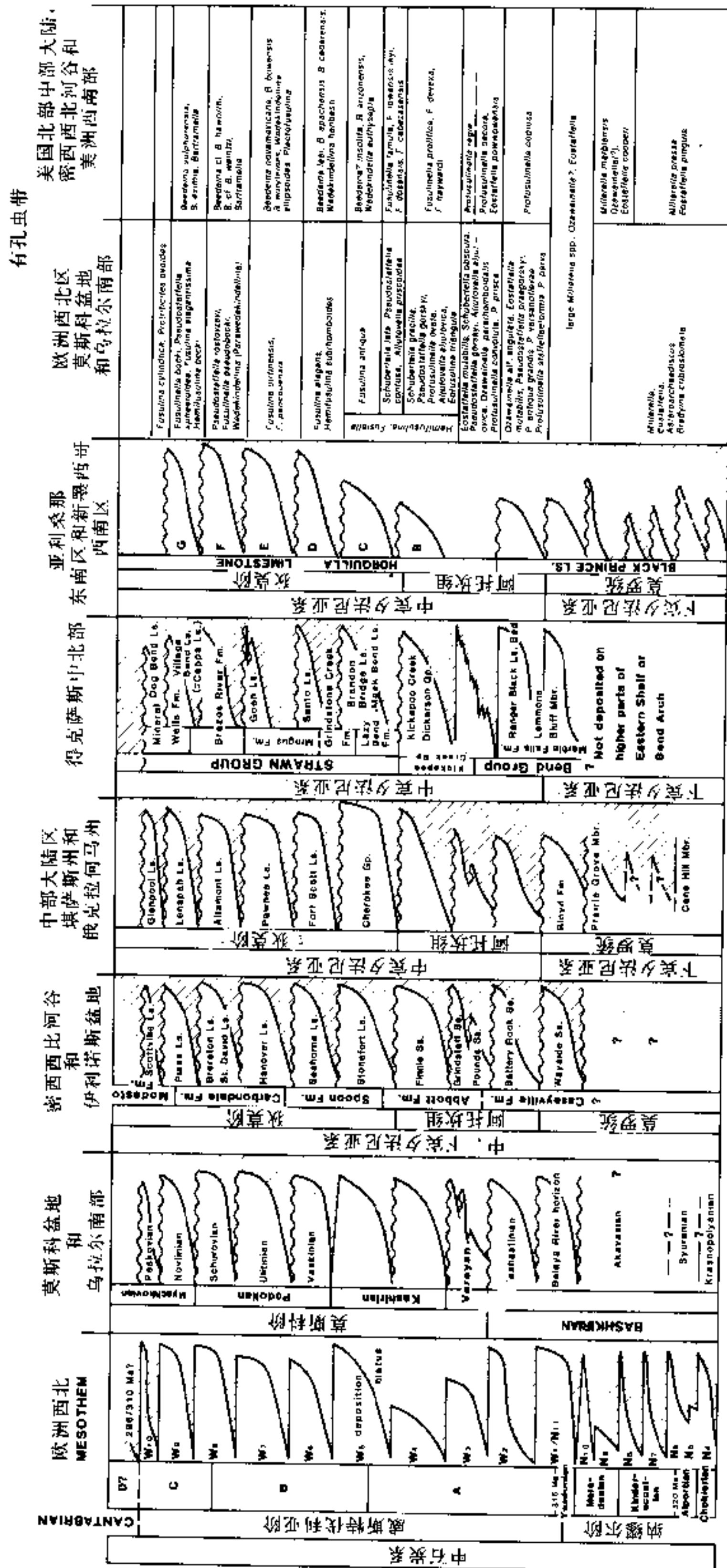
典型的上石炭统沉积以大比例的碎屑物沉积开始。随着新的生产碳酸盐岩生物群落的演化，灰岩含量逐渐增加。与韦宪期相比，最初这些生物是相当简单的，大多数为很浅的浅水环境下的生物群落，其中，绿色钙藻是碳酸盐的主要物质来源。碳酸盐泥滩构成了陆架边缘，并把藻席和水道以稍微深水部分分离开来。该部分常常是接受过路台地的细砂和粉砂沉积。其石灰岩一般以浅色为主，并且具有大量的可能是藻成因的微晶基质。由于上述地区的水温较开阔大洋温暖，所以生产碳酸盐岩的生物群落可能已适应于生活在浅水的广阔范围。

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn



(a)

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn



（b）

图 12-6

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

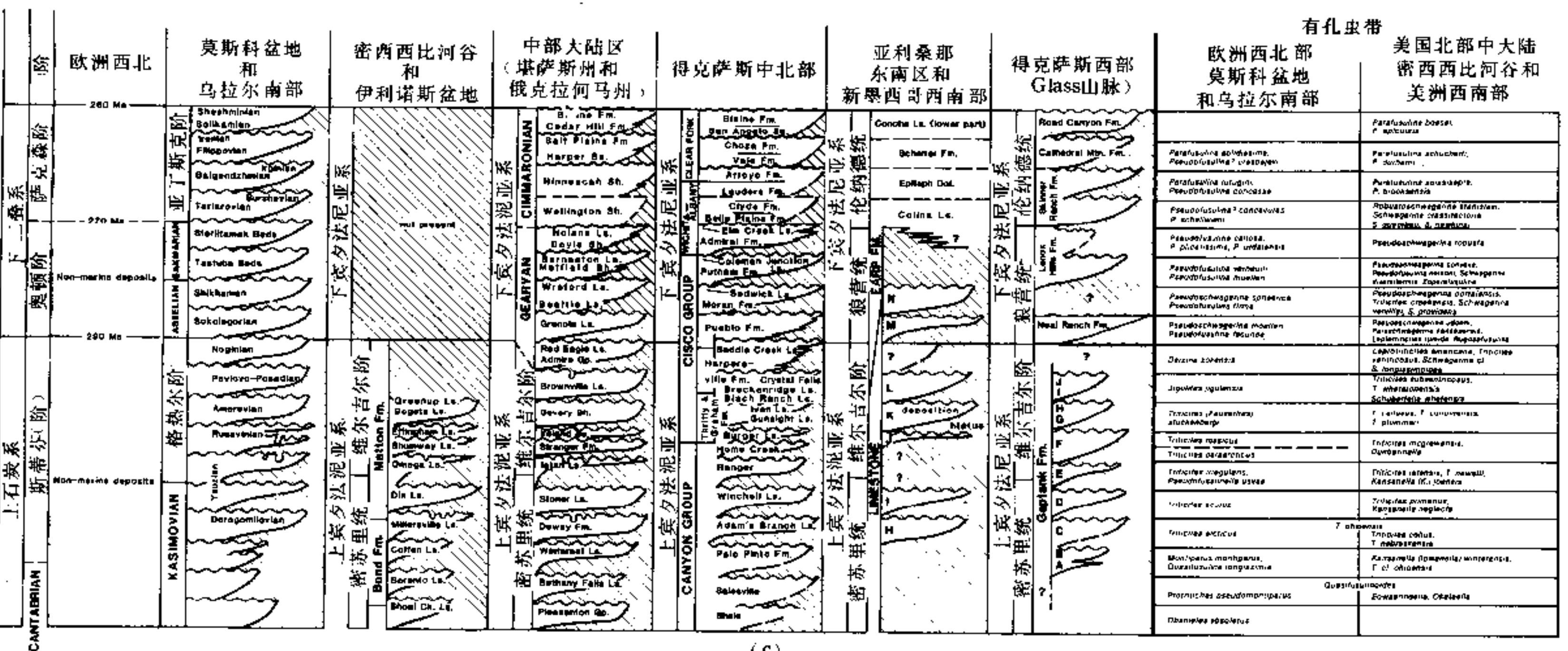


图 12–6　克拉通陆架沉积层序分带间的关系

(a) 下石炭统；(b) 中石炭统；(c) 上石炭统和下二叠统。地点在图 12–1 中所示出（由 Ross 和 Ross，1985 年修改）。(a) 中的有孔虫带参照了 Conil 和 Lys (1977) 及 Mamet (1974) 的有关资料

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

较深水体的陆架碳酸盐岩分布很少。在上石炭世的中期，至少有两次持续的深水峡谷侵蚀切割了上述陆架沉积物。

晚石炭纪的生物群落为早二叠纪生物群落大规模分异奠定了基础。在晚石炭纪和二叠纪期间，几乎没有什么生物谱系灭绝，并为二叠纪生物继续演化分异提供了许多生物原种。

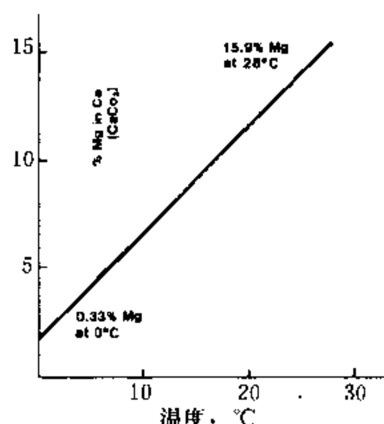


图 12-7 碳酸钙中镁含量作为温度函数的一般关系（依照 Chave，1954）

二叠系中的海进、海退层序（图 12-4、图 12-5）表明，从下二叠统到上二叠统是一个从海相沉积到非海相为主的克拉通陆架沉积的逐渐变化过程。对于下二叠统碳酸盐岩总体沉积样式而言，它是以抗浪的、生产碳酸盐岩礁群落的逐步发展为特征。其沉积物大多数被特殊的腕足类胶结在一起。此外，由苔藓动物类和海绵类支撑的丘形生物群落也是很常见的。随着一个生态序列的逐渐演化，使得在早期礁群落之上，又继承性地发育了一个更复杂、地形隆起更大的生产碳酸盐礁的群落。上述礁的发展趋势，可一直持续到晚二叠世的瓜达卢普期礁和分布于特提斯海地区。形成早二叠世生物礁的动物群和藻类，是在不断演化，并且常被新的种、属所取代。因此，作为生物群落来说，它们也表现出了相当大的变化。这种生物群落的不同种、属增加及其地理上的广泛分布，表明了海洋气候是持续变暖的。

在早二叠世时，与这些礁群落演化的同时，泛大陆也正经受构造调整作用。来自局部物源的碎屑物逐步覆盖各陆架区，并改变了大多数沉积样式。在堪萨斯洲、俄克拉荷马、新墨西哥东北部和得克萨斯的 Panhandle 等地，其礁体系之后的碳酸盐岩台地，通常被碎屑岩和蒸发岩所覆盖。

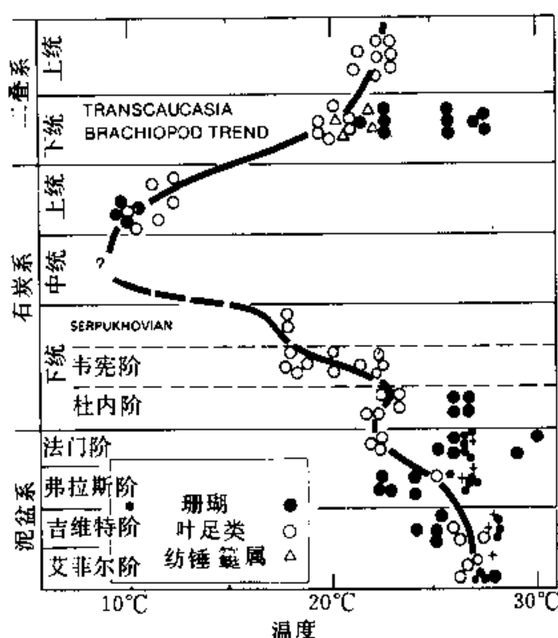


图 12-8 依据 Ca／Mg 而得出的乌拉尔区及 Transcaucasia 地区晚古生代浅海陆架海水的温度趋势

资料及解释参照了 Yasamanov（1981）

沉积在克拉通陆架的二叠系层序的上部（图 12-4）地层，是由非海相地层或者蒸发岩构成。诸如，俄罗斯地台的 Tatarian，又如西堪萨斯的 Ochoan 等。对上述陆架沉积中沉积层序的识别与对比，依赖于追踪不整合和建立相对的地层分布位置。但是这二方面的工作开展起来是很困难的。二叠系最上部的海相地层剖面很少，在图 12-5 中仅可见到三处，并且它们都是远离克拉通边缘、沿着特提斯造山带分布。

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

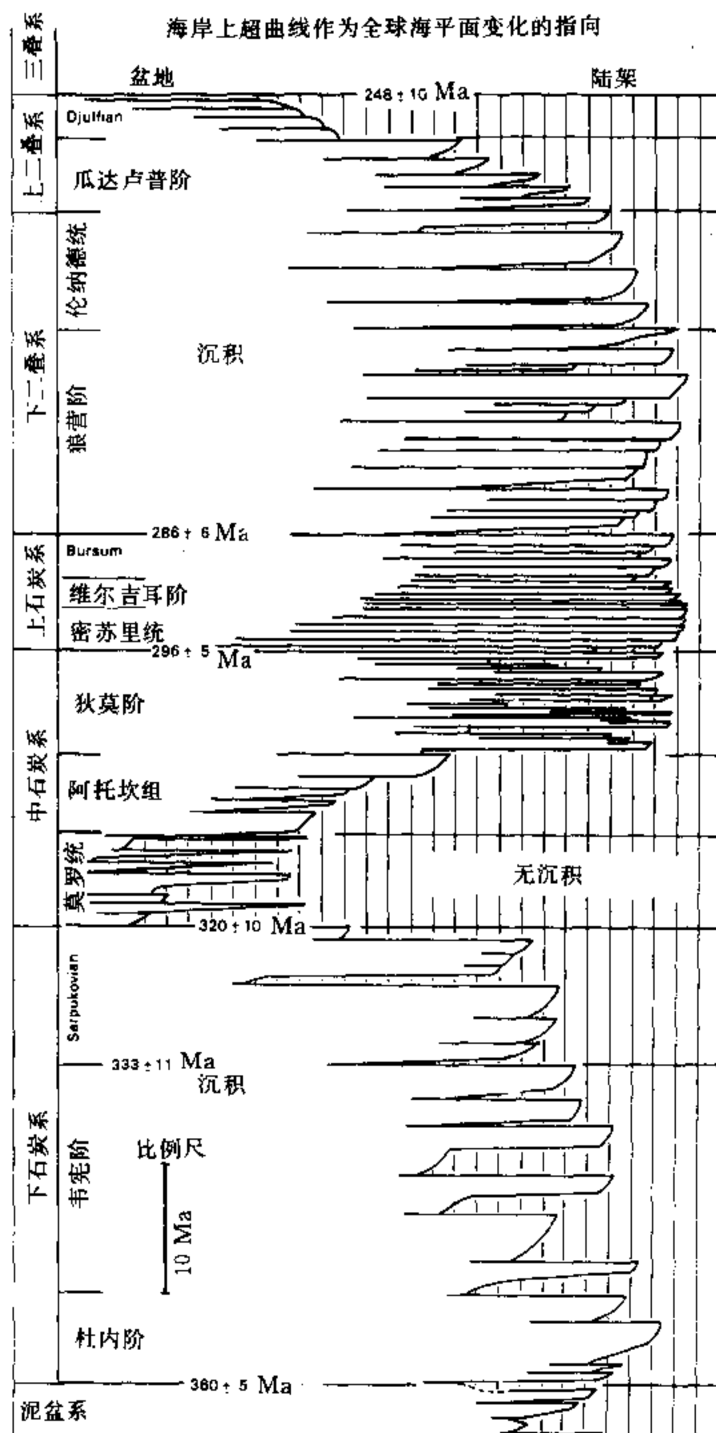


图 12–9 石炭、二叠纪陆架沉积的海岸上超曲线

注意，其与图 12–8 中依据 Ca／Mg 而得到的温度变化趋势基本相似（据 Ramsbottom，1973，1977，1981；Ramsbottom 等人，1978；Ross 和 Ross，1985 b；Heckel，1986）

五、化 石 带

每个海进—海退沉积层序持续时间大约在 1.2 到 4Ma 之间变化。很显然，对大多数浅

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

水生物，有足够的时间发生演化，并在每一个海进事件中发生分异。对于判别环境而言，我们认为有两套可靠的底栖动物群，一个是钙质有孔虫（包括䗴科），另一个是苔藓动物。在晚古生代期间，二者演化充分，为数众多，具不同的种、属，且大多数分布范围广。但是就这两个生物群对环境的意义而言，钙质有孔虫更受限于它们对环境的要求。它们通常适合于浅水（10m 甚至小于 10m），正常海水盐度，温暖的热带和亚热的环境。苔藓动物也具有适应于正常海水盐度，温暖的热带和亚热带的环境习性。然而，它通常更适应一个稍微深的水体环境（3—50m）。此外，苔藓动物更广泛地分布于温水中，甚至可在冷水环境中生存，但此时，其种、属分异则显著降低。

牙形刺和头足类也常用于该套地层部分层段的对比，特别是用于下石炭统的上部和中石炭统的下部地层对比。这两个生物群明显为自游生物，在其发育处，可作为很好的地层时代标志。

石炭纪时，分离的大陆地壳拼合成泛大陆，由此关闭了在北美西部和欧洲东部之间东西向赤道热带海道（Ross 和 Ross，1985a）。在纳缪尔期间，冈瓦纳古陆和欧美大陆连为一体（图 12−1），随后，泛大陆北部海岸向北漂移，欧洲大陆北海岸逐渐进入到高纬度地区，由此，很大程度破坏了浅水、热带生物群的分布形式。泛大陆的东、西沿岸形成了很强的、地方性的浅海生物群，并且改变了洋流循环格局，也影响了某些游泳生物的分布。例如，某些常见的早二叠世的菊石类的局限分布就是一个佐证。

中石炭世—早二叠世（包括晚二叠纪）地层的全球对比，要从古地理角度出发，去识别那些已适应区域性生物群落结构，而且地方性又极强的动物群。各生物区之间的某些罕见的，一般为短期生存分散的生物群很难确定，一般是偶然事件的结果。由于这些限制，因此几乎没有纺锤䗴种出现在东、西两个热带地区，但确有少量常见的种出现在欧美大陆北部沿岸温暖地区（现在加拿大北极岛、格陵兰和 Spitzbergen）。即使对于具有地方性群落结构的一些较重要的生物属，在生物区之间，其属的分布也是不同的。浅水苔藓动物似乎也具有类似的分布局限的特点，但是，这种局限对于生活在较深、较冷水环境的苔藓动物来说，到有了某种程度的改善。

这些生物区之间动物群的异常分歧，会给其它没有明显地方性原种的生物区引入新的生物种。将某区被引入种与其它生物区生物种的形态特征进行比较，使我们有可能根据其它生物区属的演化树来明确该区的原种及其分歧点。该方法是在"演化阶段"概念上的提练，若考虑足够的生物谱系，可以说它是一种有效的对比工具。采用该方法，便可根据温暖浅水环境的底栖有孔虫建立这些地层的详细分带（图 12−2）。

能够相当详细确定的纺锤䗴动物门的分异现象，表明（Ross 和 Ross，1985a）它们出现在海进—海退沉积旋回中的海进阶段，因此，它们与海平面的上升有关。尽管这可能是对已保留地层记录中的一个人为判断，但是我们的解释是，由于高水位大量漫溢到克拉通陆架，从而使得这些生物更可能分异，如果这种高水位期也意味着温暖的气候和洋面温度，那么，这些适宜于温水条件的动物群的分异就更容易一些。

早石炭世杜内期和韦宪期的动物群具有很显著的全球分布特点，并且其纬向差异远大于径向差异。该特征很好地反映于珊瑚、腕足动物以及牙形刺、头足类、浅水钙质有孔虫等生物，它们几乎分布于整个全球，并具有一致的化石带系列。对于欧洲西北部地区杜内阶和韦宪阶的地层细分，根据化石分带特征，就很容易与世界大部分地区，包括俄罗斯地台、美国西部北部地区、加拿大北部地区、澳大利亚和亚洲东南及西部地区等进行对比。除了北美密

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

西西比纪亚系的典型地区，其化石组合具有极强的地区性或者生态的局限性外，下石炭统可在全球范围进行特有效的对比。

与韦宾期相比，纳缪尔期的底栖生物群很贫乏且分布亦窄。底栖生物群的较好分带是与适宜的石灰岩相带的出现密切相关。牙形刺和头足类已证明，对于碎屑物为主的陆架边缘海相地层的对比是很有效的。如同 Saunders 等人（1979）对南 Ozark 陆架的研究中所述那样，在该区，用棱角状头足类资料，他们就能够对比在英国发生的单个海进层序。

欧洲西北部地区威斯特伐利亚阶的沉积，主要是近海陆相岩层，夹有说明 10 次海进和海退的半咸水—海相舌状体，数目相当的沉积层序，出现在俄罗斯地台和北美南部陆架区的正常海水沉积中。海相沉积可以很容易地进行对比，尽管有孔虫的生物组合中含有大部分地方性种和属。

在中—上石炭纪界线附近的生物群所表现的许多特征，同早—中石炭纪界线附近的生物群特征一样，它们大多数都经历了从进化到灭绝的重大变化。

堪萨斯州上石炭统下段地层中含有很少的纺锤䗴生物群，其中包括俄罗斯地台上同时代地层中两个著名的属，说明即使在普遍的低水位时期也可能发生分异。上石炭世纺锤䗴生物带，在每个生物区都有其对应的生物进化产物。然而，大多数生物种相对较简单，且形态变化无几。

通过亚丁斯克阶的 Irenian 层的研究，下二叠统生物地层分带的对比已很好建立。狼营统的生物带发育有几个不同谱系的多孔纺锤䗴，其中有一些可能是浮游生物。苔藓虫生物也可能快速衍生出新的种、属，进入到逐渐增加的各种类别的、复杂的生物群落带中。大约到中伦纳德世，泛大陆东、西之间的热带底栖生物区的分异停止，由此，使得该两地之间的地层分带对比变得越来越困难。

由于上二叠统地层中缺乏化石，化石发育的强烈地区性，或者不同陆架之间的化石类型不同。因此，对于上二叠纪陆架沉积的对比，一般说来是很困难的。例如，在德克萨斯洲西部的瓜达卢普阶地层中，有一个正常海水—礁生物群；而在俄罗斯地台的喀山阶和欧洲西北部的蔡希施坦统地层中，主要是一些局限的超盐度或低盐度生物群。更有甚者，在堪萨斯州、俄克拉何马州的 Whitehorse 群地层中，以及德克萨斯州北部—中部地区，则无生物资料。由于这种极强的地方性生物群特点，使得上二叠统海相地层很难在生物省和纬度区之间进行对比。在某些地区，诸如在俄罗斯地台或在欧洲西北部地区，其陆架剖面在不同的时间单元内，海水可从半咸到超盐度之间变化。并且也可变成由非海相的碎屑物充填。在瓜达卢普阶地层中，已进化的 *Parafusulina*䗴属和 *Polydiexodina*䗴属的种具有标准化石带意义。然而，上二叠纪的大多数不同的海相生物群，以及大多数对分带最具有意义的生物群，主要分布在特提斯海的生物地理区中。众所周知，在这一时期，该区是一个活动构造带或活动构造带群。因此，在稳定陆架上证实的海进—海退层序在这里难以识别。

从地层证据来看，下瓜达卢普阶地层（Wordian）含有 4 个海进—海退沉积层序；上瓜达卢普阶地层（Capifanian）可能含有的海进—海退沉积层序更多。然而，这些沉积层序是由于海平面变化的结果，还是其它因素所致；是代表了全球事件，还是局部事件，目前仍还是一个谜。欧洲西北部地区的蔡希施坦统地层和俄罗斯地台的喀山阶地层中，也具有 3 个或 4 个，甚至更多的海进—海退事件的地层证据。但是，由于生物群证据的资料太少，以至很难在全球范围确定它们的生物分带。

尽管沉积在克拉通上的二叠系最上部地层段中，含有的化石是很少的。但是，从分布在

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

特提斯海地区的该套地层来看（图 12–5），它们含有几个沉积层序。当然、中国南部地区乐平煤系地层中，含有许多不同种类的海相动物群，其中主要的纺锤䗴和菊石超目、已是我们很熟悉的。该层下段或吴家坪组，具有拉且尔䗴属（*Reichelina* spp.）带，并且可能包括有2个沉积层序。该层的上段或者是长兴组、分为古纺锤䗴单向（*Paleofusulina simplex*）（下部）带和 *P.Sinenus*（上部）带，其中每一个生物层带都可能是一个沉积层序。

六、与早古生代海进海退层序的比较

有几条证据表明在寒武系—泥盆系地层中，也曾发生过规模相当、持续时间相等的海进、海退沉积事件（图 12–10）。最好的证据来自泥盆系地层（Conkin 和 Conkin，1984a，b；J.G.Johnson 及同事，1985；Dennison，1985）。Conkin 和 Conkin 两人（1984a，b）可以将美国中西部大部分地区（肯特基州、俄亥俄州、印第安那州、田纳西州和伊利诺依斯州）的小侵蚀和无沉积面（他们取名为准连续、Paracontinuities）与火山灰地层对比起来。J.G.Johnson 及其同事（1985）和 Dennison（1985）则对沉积相的变化进行了对比，并用海平面变化曲线把他们认为是小规模的局部、不连续现象进行对比。虽然泥盆纪的海平面的实际波动幅度可能不象石炭纪的那样大，但是，J.G.Johnson 及其同事（1985）则划分出了几个（如果包括 Dennison 的 2 个则为 14 个）有意义的海进事件。对于泥盆纪的海进—海退层序来说，这相当于平均 3.5—4Ma 发生一次事件。这一平均数与持续时间更长的石炭纪沉积层序相似。

志留纪的海进—海退沉积则证据不够充分。M.E.Johnson 及其同事（1985）曾用 Mckerrow（1979）提出的资料，将美国东北部的克拉通陆架的志留系下统地层的沉积环境与中国扬子陆架的沉积环境进行比较，他们的初步结论是：兰多维列统含有 4 个全球性海进—海退事件，或者说大约 2—3Ma 发生一次。关于中、晚志留系的温洛克统和卢德洛统及 Pridolian 统，J.G.Johnson 和 Murphy（1984）则指出，它们仅为内华达州东部陆架边缘的一个向上变浅旋回所代表。然而，此层序中有三次时间界限明显的志留系浊流脉动，它们是由陆架搬运到邻近盆地之中。即使这三次浊流脉动只与海平面的轻微下降有关，这仍代表了一个海平面相当稳定的时期，因为这类海平面的下降，平均持续时间为每次 7Ma。

奥陶纪的海平面下降发生在寒武—奥陶纪的交界处附近。在早奥陶纪 Ibexian 世（特马豆克期和阿伦尼克期）（Miller，1984）和兰维尔期—兰代洛期发生了两次；在阿石吉尔早期又发生了一次（Spjeldnaes，1961；Seslavinski；1979；Ross，1985）。在卡拉道克期的晚期，也有一次海平面轻微下降的记录。奥陶纪的这些海平面变化事件发生的时间间隔长，平均为 15Ma。Templeton 和 Willman（1963）曾对伊利诺依斯州和北美横穿大陆穹隆克拉通南部大部分地区的中奥陶统地层进行了详细的地层学研究，结果表明：硬底、"准连续面"、不整合、广泛发育的海进海相层序，以及相似的突然相变，在连续的中奥陶系中是常见的现象。因此，完全有理由相信奥陶系的这一部分地层，至少是由于受到中泥盆纪海进、海退的影响而复杂化了，而我们的数据仅仅反应的是主要海平面变化趋势。早奥陶世的三次海平面变化事件，平均持续时间为 8 百万年，而晚奥陶世的这一次大的单一事件则持续几乎达 35Ma。

在北美西半部的中寒武统上部和上寒武统地层中，似乎有 3 个或可能 4 个厚的、向上变浅的沉积层序（分析沉积记录而不是分析三叶虫的分带性、进化和区域生物分带；

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

Lockman—Balk，1970；Palmer，1984；Ludvigsen 和 Westrop，1985）。这些沉积层序的时间间隔大约为 25Ma 左右，或者说每次持续时间平均约 6—8Ma。

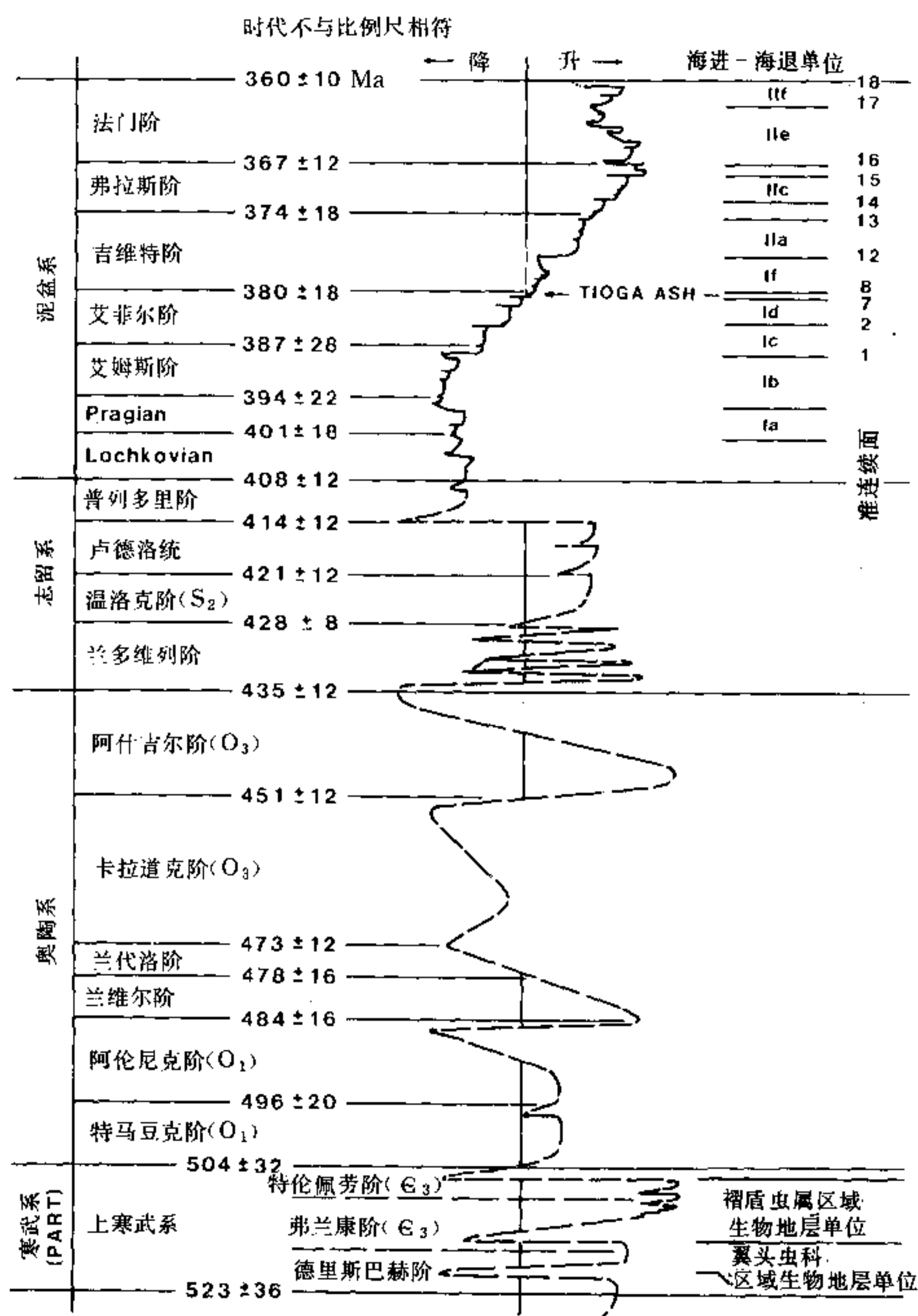


图 12—10　上寒武统到泥盆系陆架沉积的海岸上超曲线

其中，泥盆系资料最丰富（Dennison，1985；Johnson，T.G.及其他人，1985）。志留系曲线是 Willman（1973）和 Mckerrow（1979）作出的，奥陶系曲线是以 Ross（1985）为基础作出的，而上寒武统是根据 Miller（1984）作出的

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

七、古生代海平面升降机制

人们认为海面的升降是引起海进、海退事件的原因，然而还说不出解释这些海平面变化背后的理由。很有可能，它们是几种不同的机制包括海底扩张速率的变化，海洋盆地体积的变化，以及海沟活动速率、造山运动、气候变化（包括冰川）等综合的结果。这些机制大多数在晚古生代期间都很活跃，并起着重要作用。在更新世也发生了类似的海平面变化，这是由于气候变化造成冰盖聚积，从而导致海平面变化至少达 100m。中、晚石炭纪和早二叠纪板块运动和海底扩张都很快，并在冈瓦纳和安加拉古陆的部分地区发育有冰川覆盖。

在总的沉积类型和海进、海退事件之间的唯一直接关系是：在碳酸盐发育少的时期，海进、海退发生的较为频繁，如在纳缪尔阶和晚石炭纪初；而在碳酸盐发育多的时期，海进则没有推进到克拉通陆架上。这些关系暗示出：富含碎屑物的沉积时期，也就是总的海平面较低、温度较低的时期。因此，冈瓦纳的中石炭纪—早二叠纪冰川，可能是引起当时平均海平面较低的几个因素之一。

对于这些较小的次级旋回，一般认为有两种或可能三种形成机制。其总的海平面变化，可能是由于冰川作用或气候变化造成（Wanfess 和 Shepard，1936；Heckel，1986）；也可能是由于分流和分流河道之间沉积相沿岸线侧向移动造成的变化（Beerbower，1964）。与第二种机制密切相关的是由于气候、地形的变化而造成碎屑含量的变化和河流排放量的变化。地形变化是由于局部和区域性造山或准造山运动造成——在这些情况下，也就是大地构造活动，这些活动影响到了整个欧美克拉通。

八、结　　论

在稳定的、暖水环境的克拉通陆架上，发育有大约 60 个石炭—二叠纪海进、海退沉积层序，通过现有的生物地层分带的方法，可以将它们划分出来。在水温较低的环境中，也存在类似的海进、海退事件；然而，它们不易对比，因为温水和冷水动物的分异度小。

通过与寒武—泥盆纪海平面升降的比较表明：石炭—二叠纪海平面升降事件发生得较快，持续时间较短，而且垂向上的变化大致相似。

海平面和气候变化的共同作用，被认为是在石炭纪和早二叠纪期间，保持几个明显、温暖、浅水海相生物省的主要原因之一。同时也是在这些生物省之间生物稀少、分异不全的主要原因之一。而生物的这种差的分异性，似乎又与多次海平面升高和温度变暖有关。

由于海进、海退地层记录的不完整，和动物的分异进入到缺乏直接原种的其它生物省区，从而导致化石记录的不全，这就会很容易误解成间断演化和高度不规则的分异速率。

（雷清亮　张少臣译　罗传容校）

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

参 考 文 献

ARMSTRONG, A. K., KOTTLOWSKI, F. E. STEWART, W. J. MAMET, B. L., BALTZ, E. H., JR., SIEMERS, W. T., AND THOMPSON, S., III, 1979, The Mississippian and Pennsylvanian (Carboniferous) Systems in the United States—New Mexico: U.S. Geological Survey Professional Paper 1110-W, p. W1–W27.

———, MAMET, B. L., AND REPETSKI, J. E., 1980, The Mississippian System of New Mexico and southern Arizona, *in* Fouch, T. D., and Magathan, E. R., eds., Paleozoic Paleogeography of the Western-Central United States: Rocky Mountain Section, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Symposium 1, p. 82–99.

BEERBOWER, J. R., 1964, Cyclothems and cyclic depositional mechanisms in alluvial plain sedimentation, *in* Merriam, D. F., ed., Symposium on Cyclic Sedimentation: State Geological Survey of Kansas, the University of Kansas, Bulletin 169, Lawrence, Kansas, p. 31–42.

BROWN, L. F., JR., 1969, Virgil and Lower Wolfcamp repetitive environments and the depositional model, north-central Texas: University of Texas Bureau of Economic Geology, Geological Circular 69-3, p. 115–134.

———, 1979, Deltaic sandstone facies of the Mid-Continent: Tulsa Geological Society Special Publication No. 1, Tulsa, Oklahoma, p. 35–63.

CHAO, K.-K., 1965, The Permian ammonoid-bearing formations of South China: Scientia Sinica, v. 14, p. 1813–1826.

CHAVE, K. E., 1954, Aspects of the biogeochemistry of magnesium: 1. Calcareous marine organisms: Journal of Geology, v. 62, p. 266–283.

CONIL, R. AND LYS, M., 1977, Les transgressions Dinantiennes et leur influence sur la dispersion et l'evolution des Foraminifers: Université Louvain, Institut Géologie Memoire 29, p. 9–55.

CONKIN, J. E., AND CONKIN, B. M., 1984a, Paleozoic metabentonites of North America, part 1: Devonian metabentonites in the eastern United States and southern Ontario: Their identities, stratigraphic positions, and correlation: University of Louisville Studies in Paleontology and Stratigraphy No. 16, Louisville, Kentucky, 136 p.

———, AND ———, 1984b, Devonian and Mississippian bone beds, paracontinuities, and pyroclastics, and the Silurian-Devonian paraconformity in southern Indiana and northwestern Kentucky: Geological Society of America Annual Meeting of Southeastern and North-Central Sections, Field Trip Guides, p. 25–42.

DENNISON, J. M., 1985, Devonian eustatic fluctuations in Euramerica: Discussions: Geological Society of America Bulletin, v. 96, p. 1595–1597.

DODD, J. R., 1967, Magnesium and strontium in calcareous skeletons: A review: Journal of Paleontology, v. 41, p. 1313–1329.

DUNBAR, C. O., AND SKINNER, J. W., 1937, Geology of Texas: Permian Fusulinidae of Texas: University of Texas Bulletin 3701, v. 3, part. 2, p. 523–825.

GEORGE, T. N., JOHNSON, G. A. L., MITCHELL, M., PRENTICE, J. E., RAMSBOTTOM, W. H. C., SEVASTOPULO, G. D., AND WILSON, R. B., 1976, A correlation of Dinantian rocks in the British Isles: Geological Society of London Special Report 7, 87 p.

HECKEL, P. H., 1986, Sea-level curve for Pennsylvanian eustatic marine transgressive-regressive depositional cycles along midcontinent outcrop belt, North America: Geology, v. 14, p. 330–334.

JOHNSON, J. G., KLAPPER, G., AND SANDBERG, C. A., 1985, Devonian eustatic fluctuations in Euramerica: Geological Society of America Bulletin, v. 96, p. 567–587.

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

———, and Murphy, M. A., 1984, Time-rock model for Siluro-Devonian continental shelf, western United States: Geological Society of America Bulletin, v. 95, p. 1349–1359.

Johnson, M. E., Jia-Yu, R., and Yang, X.-C., 1985, Intercontinental correlation by sea-level events in the Early Silurian of North America and China (Yangtze Platform): Geological Society of America Bulletin, v. 96, p. 1384–1397.

Kier, R. S., Brown, L. F., Jr., and McBride, E. F., 1979, The Mississippian and Pennsylvanian (Carboniferous) Systems in the United States—Texas: U.S. Geological Survey Professional Paper 1110-S, p. S1–S45.

King, P. B., 1930, The Geology of the Glass Mountains, Texas, part 1: Descriptive geology: University of Texas Bulletin 3038, 167 p.

———, 1948, Geology of the southern Guadalupe Mountains, Texas: U.S. Geological Survey Professional Paper 215, 183 p.

Kummel, B., and Teichert, C., 1970, Stratigraphic boundary problems: Permian and Triassic of West Pakistan: University of Kansas, Department of Geology Special Publication 4, Lawrence, Kansas, 453 p.

Lane, H. R., and De Keyser, T. L., 1980, Paleogeography of the late Early Mississippian (Tournaisian) in the central and southwestern United States, *in* Fouch, T. D., and Magathan, E. R., eds., Paleozoic Paleogeography of the Western-Central United States: Rocky Mountain Section, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Symposium 1, p. 149–162.

Likharev, B. K., 1966, Stratigrafiya SSSR: Permskaya Sistema: Moscow, "Nedra," 536 p.

Lockman-Balk, C., 1970, Upper Cambrian faunal patterns on the craton: Geological Society of American Bulletin, v. 81, p. 3197–3224.

Ludvigsen, R., and Westrop, S. R., 1985, Three new Upper Cambrian stages for North America: Geology, v. 13, p. 139–143.

Mamet, B., 1974, Une zonation Foraminifères du Carbonifère Inferieur de la Tethy Occidentale: Septième Congrès International de Stratigraphie et de Géologie due Carbonifère, Compte Rendu, Geologisches Landesamt Nordrhein-Westfalen, Krefeld, BDR, v. 3, p. 381–408.

McGugan, A., 1984, Carboniferous and Permian Ishbel Group stratigraphy, northern Saskatchewan Valley, Canadian Rocky Mountains, western Alberta: Canadian Petroleum Geology Bulletin, v. 32, p. 372–381.

McKerrow, W. S., 1979, Ordovician and Silurian changes in sea level: Geological Society of London Journal, v. 136, p. 137–145.

Miller, J. F., 1984, Cambrian and earliest Ordovician conodont evolution, biofacies, and provincialism: Geological Society of America Special Paper 196, p. 43–65.

Moore, R. C., and 27 others, 1944, Correlation of Pennsylvanian formations of North America: Geological Society of America Bulletin, v. 55, p. 657–706.

———, Frye, J. C., Jewett, J. M., Lee, W., and O'Connor, H. G., 1951, The Kansas rock column: Kansas State Geological Survey Bulletin, v. 89, 132 p.

O'Connor, H. G., 1963, Changes in Kansas stratigraphic nomenclature: American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v. 47, p. 1873–1877.

Palmer, A. R., 1984, The biomere problem: Evolution of an idea: Journal of Paleontology, v. 58, p. 599–611.

Popp, B. N., Anderson, T. F., and Sandberg, P. A., 1986, Textural, elemental, and isotopic variations among constituents in Middle Devonian limestones, North America: Journal of Sedimentary Petrology, v. 56, p. 715–727.

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

RAMSBOTTOM, W. H. C., 1973, Transgression and regression in the Dinantian: A new synthesis of British stratigraphy: Yorkshire Geological Society, Proceedings, v. 39, p. 567–607.

———, 1977, Major cycles of transgression and regression (mesothems) in the Namurian: Yorkshire Geological Society, Proceedings, v. 41, p. 261–291.

———, 1979, Rates of transgression and regression in the Carboniferous of N. W. Europe: Journal of the Geological Society of London, v. 136, p. 147–154.

———, 1981, Eustasy, sea level and local tectonism, with examples from the British Carboniferous: Yorkshire Geological Society, Proceedings, v. 43, p. 473–482.

———, CALVER, M. A., EDGAR, R. M. C., HODSON, F., HOLLIDAY, D. W., STUBBLEFIELD, C. J., AND WILSON, R. B., 1978, A correlation of Silesian rocks in the British Isles: Geological Society of London Special Report 10, 81 p.

ROSS, C. A., 1973, Pennsylvanian and Early Permian depositional history, southeastern Arizona: American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v. 57, p. 887–912.

———, 1979, Carboniferous, *in* Robison, R. A., and Teichert, C., eds., part A: Introduction, Fossilization (Taphonomy), Biogeography and Biostratigraphy: Treatise on Invertebrate Paleontology: Geological Society of America and Kanasa University Press, Boulder, Colorado, and Lawrence, Kansas, p. A254–A290.

———, AND ROSS, J. R. P., 1979, Permian *in* Robison, R. A. and Teichert, C., eds., part A: Introduction, Fossilizatioin (Taphonomy), Biogeography and Biostratigraphy: Treatise on Invertebrate Paleontology: Geological Society of America and Kansas University Press, Boulder, Colorado, and Lawrence, Kansas, p. A291–A350.

———, AND ———, 1981, Biogeographic influences on Late Paleozoic faunal distributions, *in* Larwood, G. P., and Nielsen, C., eds., Recent and Fossil Bryozoa: Olsen & Olsen, Fredensborg, Denmark, p. 199–212.

———, AND ———, 1985a, Carboniferous and Early Permian biogeography: Geology, v. 13, p. 27–30.

———, AND ———, 1985b, Late Paleozoic depositional sequences are synchronous and worldwide: Geology, v. 13, p. 194–197.

———, AND ———, 1987a, Late Paleozoic sea levels and depositional sequences, *in* Ross, C. A., and Haman, D., eds., Timing and Depositional History of Eustatic Sequences: Constraints on Seismic Stratigraphy: Cushman Foundation for Foraminiferal Research, Special Publication 24, p. 137–149.

———, AND ———, 1987b, Biostratigraphic zonation of late Paleozoic depositional sequences, *in* Ross, C. A., and Haman, D., eds., Timing and Depositional History of Eustatic Sequences: Constraints on Seismic Stratigraphy: Cushman Foundation for Foraminiferal Research, Special Publication 24, p. 151–168.

ROSS, J. R. P., 1978, Biogeography of Permian ectoproct Bryozoa: Paleontology, v. 21, p. 341–356.

———, 1981a, Biogeography of Carboniferous ectoproct Bryozoa: Palaeontology, v. 24, p. 313–341.

———, 1981b, Late Palaeozoic ectoproct biogeography, *in* Larwood, G. P., and Nielsen, C., eds., Recent and Fossil Bryozoa: Olsen & Olsen, Fredensborg, Denmark, p. 213–219.

———, 1984, Biostratigraphic distribution of Carboniferous Bryozoa, *in* Sutherland, P. K., and Manger, W. L., eds., Neuvième Congrès International de stratigraphie et de géologie du Carbonifère, Compte Rendu, v. 2, Biostratigraphy: Southern Illinois University Press, Carbondale and Edwardsville, Illinois, p. 19–32.

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

———, 1985, Biogeography of Ordovician ectoproct (bryozoan) faunas, *in* Nielsen, C., and Larwood, G. P., eds., Bryozoa: Ordovician to Recent: Olsen and Olsen, Fredensborg, Denmark, p. 265–271.

SAUNDERS, W. B., RAMSBOTTOM, W. H. C., AND MANGER, W. L., 1979, Mesothemic cyclicity in the mid-Carboniferous of the Ozark shelf region?: Geology, v. 7, p. 293–296.

SELLARDS, E. H., ADKINS, W. S., AND PLUMMER, F. B., 1932, The geology of Texas, v. 1, stratigraphy: University of Texas Bulletin 3232, 1007 p.

SESLAVINSKII, K. B., 1979, Ordovician and Silurian climates and global climatic belts: International Geology Review, v. 21, p. 140–152.

SHENG, J. C., 1963, Permian Fusulinids of Kwangsi, Kueichow and Szechuan: Palaeontologica Sinica, whole number 149, new series B, no. 10., 247 p.

SINITSYN, I. I., ed., 1975, Field Excursion Guidebook for the Carboniferous Sections of South Urals (Bashkiria): Ministry of Geology of the RSFSR, Bashkirian Territorial Geological Survey, Eighth International Congress on Carboniferous Stratigraphy and Geology, 183 p.

SLOSS, L. L., 1963, Sequences in the cratonic interior of North America: Geological Society of America Bulletin, v. 74, p. 93–114.

SPJELDNAES, N., 1961, Ordovician climatic zones: Norsk Geologisk TidssKrift, v. 41, p. 45–77.

TARAZ, H., AND 10 OTHERS (Iranian-Japanese Research Group), 1981, The Permian and the Lower Triassic Systems in Abadeh region, central Iran: Kyoto University, Memoirs of the Faculty of Science, Series of Geology and Mineralogy, v. 47, p. 61–133.

TEMPLETON, J. S., AND WILLMAN, H. B., 1963, Champlainian Series (Middle Ordovician) in Illinois: Illinois State Geological Survey Bulletin, v. 89, 260 p.

VAIL, P. R., AND MITCHUM, R. M., JR., 1977, Seismic stratigraphy and global changes of sea level, part 1: Overview, *in* Payton, C. E., ed., Seismic Stratigraphy—Applications to Hydrocarbon Exploration: American Association of Petroleum Geologists Memoir 26, p. 51–52.

WANLESS, H. R., AND SHEPARD, F. P., 1936, Sea level and climatic changes related to late Paleozoic cycles: Geological Society of America Bulletin, v. 47, p. 1177–1206.

WILLMAN, H. B., 1973, Rock stratigraphy of the Silurian System in northeastern and northwestern Illinois: Illinois State Geological Survey Circular 479, 55 p.

———, ATHERTON, E., BUSCHBACH, T. C., COLLINSON, C., FRYE, J. C., HOPKINS, M. E., LINEBACK, J. A., AND SIMON, J. A., 1975, Handbook of Illinois stratigraphy: Illinois State Geological Survey Bulletin, v. 95, 261 p.

YABLOKOV, V. S., ed., 1975, Field Excursion Guidebook for the Carboniferous Sequences of the Moscow Basin: Ministry of Geology of the RSFR, Territorial Geological Surgey of Central Regions, Eighth International Congress on Carboniferous Stratigraphy and Geology, 176 p.

YASAMANOV, N. A., 1981, Temperatures of Devonian, Carboniferous, and Permian seas in Transcaucasia and the Ural region: International Geology Review, v. 23, p. 1089–1104.

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

第十三篇　三叠纪海平面的变化：来自加拿大北极群岛的证据

Ashton F.Embry

摘要　大陆内部及被动大陆边缘三叠纪海相地层出露甚少，因此三叠纪海平面变化的有关问题一直没有得到很好的解决。斯沃德鲁普盆地是研究三叠纪海平面变化的一个良好的场所，从石炭纪到早第三纪加拿大北极群岛是一个重要的沉积中心，海相三叠纪地层在盆地广泛分布，厚达4000m。

已经建立的三叠系地层模式由厚层三角洲前积楔，海相地层及薄的海进碎屑单元所组成（海进—海退即T—R旋回❶）。在盆地边缘，陆上不整合覆盖了上述前积楔，而在盆内的大部分地区海底不整合形成了旋回的边界。在盆地的发展历史中共有9个T—R旋回，这些旋回被认为是由全球性海平面变化，逐渐衰减的热沉降，沉积物供给速率的变化及负载沉降等因素共同作用的结果。在本文提出的模型中，快速全球性海平面上升与发生在格里斯巴阶（Griesbachian）初、思米辛（Smithian）初、晚思米辛、安尼西初、早拉迪尼亚、卡尼初、中卡尼、诺利克初、瑞替初和侏罗纪初期的重要的海进事件相吻合，在海平面缓慢上升，静止不动或下降期时有前积现象发生。

每一海平面变化周期都有较长的持续时间（约5Ma），加之明显缺乏三叠纪冰川沉积，表明这些海平面变化周期的起因是构造—全球海面变化，它把海平面变化与洋盆体积的变化联系起来。在洋底扩张加速及海底火山活动频繁期，洋盆体积减小海平面上升。当海底扩张及其伴随的火山活动强度减弱，热沉降导致洋盆体积慢慢增大时，发生海平面下降。

一、引　言

1977年Vail等人提出了侏罗纪、白垩纪及第三纪的三级相对海平面变化曲线，并认为这些变化是由于全球性海平面变化引起的，1981年Vail和Todd进一步提出了一个侏罗纪全球性海平面变化曲线。这些曲线都是基于现代被动大陆边缘陆架区的地震及钻井资料，且实际上均是从晚三叠纪开始的。当时这些被动大陆边缘正处在其形成过程中的大陆裂谷期。这些曲线出版后尚未见到建立三叠纪海平面变化曲线的尝试。本文主要通过对斯沃德鲁普盆地三叠系地层的资料和解释，提出了一个三叠纪的全球性海平面变化曲线。

位于加拿大北极群岛的斯沃德鲁普盆地具有研究三叠纪海平面变化的良好条件。盆地是晚古生代拉裂形成的（Balkwill，1978）面积300×1000km，其中填充了从石炭系到第三系总厚达13000m的地层，早第三纪产生了变形和隆起（尤里卡造山运动），变形强度向西逐渐减弱。盆地东部产生了褶皱且被逆掩断层所切割，在山区有良好的地层露头。西部的地形起伏及构造幅度则小得多。在低地诸岛上发育一些宽缓的背斜。

在斯沃德鲁普盆地的大部分地区，三叠系地层厚达4000m且主要为海相地层（图13-1）。盆地东部有良好的地表露头，西部则有大量的钻井钻穿了三叠系地层。在盆地的边

---

❶本文所有指地层的Cycle一词均译作旋回，指海平面变化时译作周期。——校者

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

缘区地层以非海相和浅海相砂岩为主，盆地中心则以海相页岩和粉砂岩占主导地位。作者利用地表及地下资料，最近完成了斯沃德鲁普盆地三叠系地层的区域地层学及沉积学研究，本文所用资料及有关解释均以这次研究为基础。

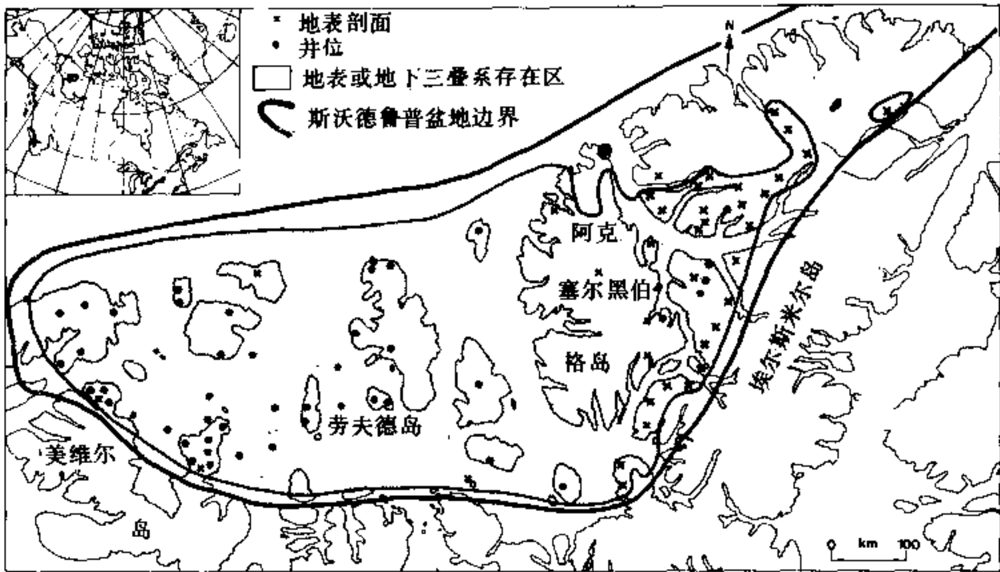


图 13-1 斯沃德鲁普盆地的范围、三叠系的分布及资料控制点

T—R（海进—海退）旋回

构成盆地三叠系地层的基本单元就是海进—海退旋回（简称 T—R 旋回）。有关 T—R 旋回的概念引自 Johnson 等人的文章（1985，P568），他们把一个 T—R 旋回定义为："从一个（海水）加深事件到下一个具同等规模的加深事件开始之间的一段时间内沉积下来的岩层"。这里讨论的 T—R 旋回通常有数百米厚。T—R 旋回的地层构成如图 13-2 所示。沿盆地边缘，一个 T—R 旋回总是由一个薄的海进单元开始的，该单元常常是由钙质砂岩或砂质

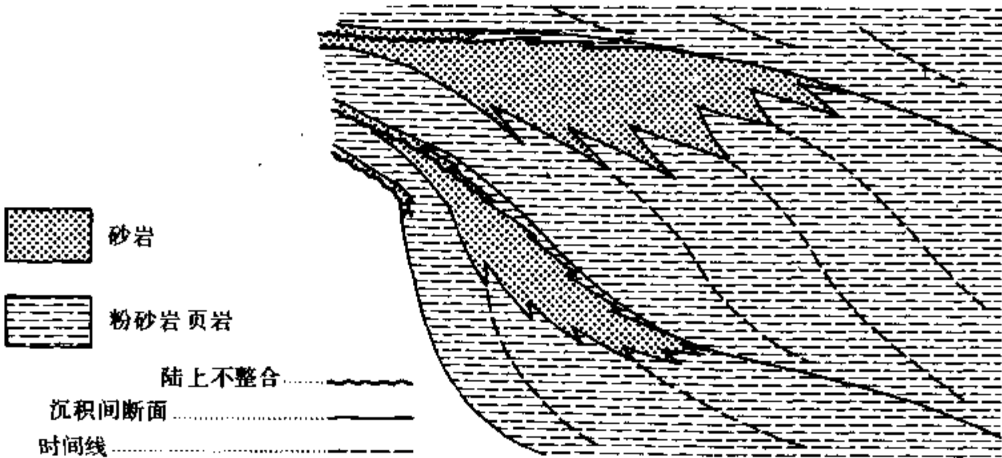


图 13-2 T—R 旋回的地层模式

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

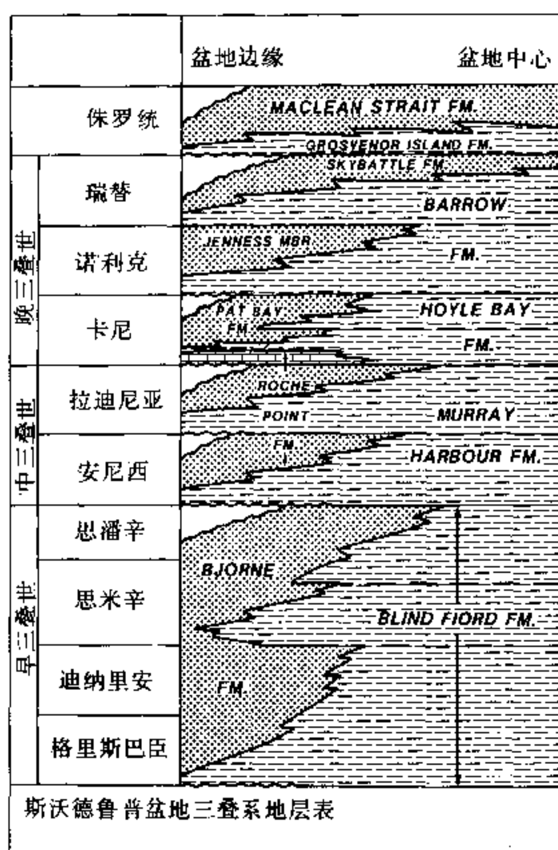


图 13-3 斯沃德鲁普盆地的三叠系地层

灰岩组成，与下伏前一旋回地层呈不整合关系。其上被一厚层的海退，前积层系所覆盖，该层系下部由页岩和砂岩组成，上部则为砂岩。砂岩之上常盖以一陆上不整合。在底部海进砂岩单元之上常发育一个海底不整合或沉积间断面（Frazier, 1974）。向盆地方向，该海进单元逐渐变薄并最终消失，前述海底不整合就成为旋回的底面。海退砂岩及上覆陆相不整合也向盆地内部逐渐消失，在盆地大部分地区，粉砂岩常常成为旋回的最上部分。

在斯沃德鲁普盆地的三叠系中，共识别出了9个T—R旋回，所有9个旋回在盆地的许多剖面上均可鉴别出来，并确立了每一旋回的区域性特征。图 13-3 为斯沃德鲁普盆地的三叠系地层（Embry, 1983a, b; 1984a, b）及识别出来的T—R旋回。有关地层年龄的生物地层控制主要是根据加拿大地质调查所的E.T.Tozer所鉴别的菊石类和腹足类化石确定的，在大化石缺乏的地区则利用孢粉资料作了补充。这方面的参考资料可在前面引用的有关地层的文章里找到。

二、斯沃德鲁普盆地三叠系的T—R旋回

1.早三叠世

斯沃德鲁普盆地的下三叠统发育3个T—R旋回，他们的年代分别为格里斯巴臣—迪纳里安期、思米辛期和晚思米辛—思潘辛期。在盆地边缘下三叠统主要由非海相及浅海相砂岩组成（Bjorne 组），而在盆地内部则为源于陆坡和陆架的页岩及粉砂岩（Blind Fiord 组）（图 13-4）。无论在盆地内部或是边缘，在旋回的底部均可见到一个包含早三叠世初期菊石类（耳菊石属 *Otoceras*）的海相页岩单元（Bilind Fiord 组）（图 13-4）。该单元与下伏的上二叠统碳酸盐岩及砂岩在盆地边缘成不整合接触（图 13-5）。底部页岩向上变粗，在盆地边缘变为砂岩，进一步向盆地方向变为粗粉砂岩。格里斯巴臣和迪纳里安期菊石类就出现在这一地层之中。

第二次海侵发生在晚迪纳里安或思米辛初期。在盆地的大部分地区，思米辛页岩覆盖了迪纳里安阶砂岩或粉砂岩（图 13-6），该页岩层向上变粗，直到思米辛晚期海退发生时全部变为粗碎屑岩。早三叠世的第三个和最后一个区域性海进，在盆边缘通常是可识别的，向盆地方向的许多地方则特征更为明显（图 13-6）。仅在一个地区的一层底部海进灰岩中发现有晚思米辛期菊石，而在上覆的海退页岩及粉砂岩中，在许多地区都能找到晚思米辛—思潘辛

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

期化石，最大的海退似乎发生在思潘辛末期。

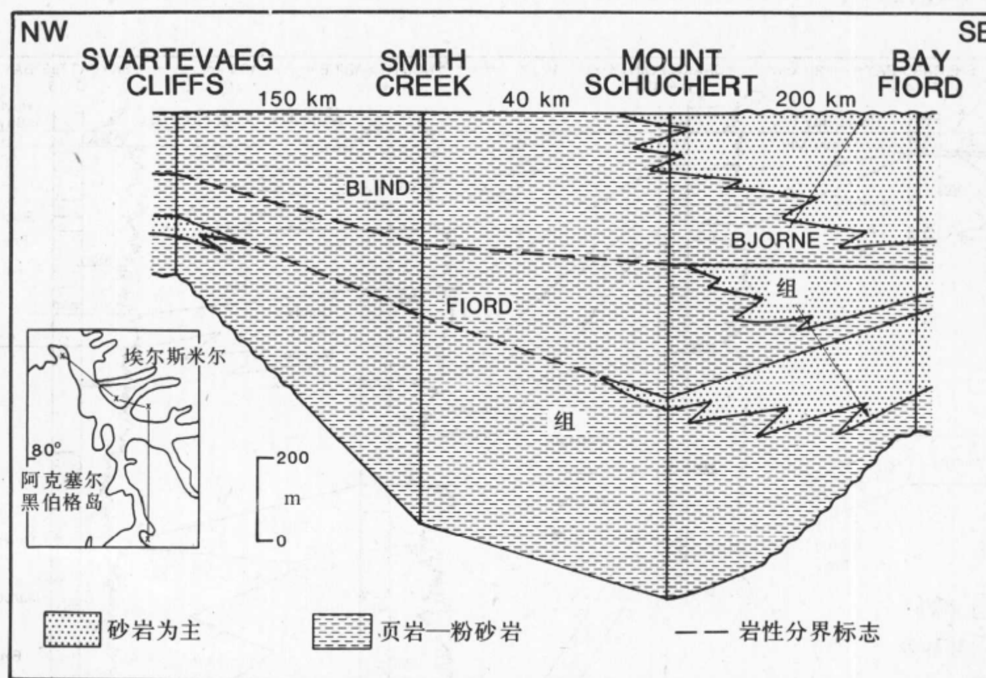


图 13-4 斯沃德鲁普盆地东北部下三叠统地层横剖面（据地表剖面绘制）

基准面为下三叠统顶。岩性分界标志是指厚层抗风化砂岩与上覆厚层易风化页岩之间的接触关系



图 13-5 埃尔斯米尔岛北部，含耳菊石易风化的三叠系底部页岩与下伏抗风化的二叠系碳酸盐岩成不整合接触



图 13-6 埃尔斯米尔岛北部 Otto Fiod 地区 Blind Fiod 组中的三个 T—R 旋回

①格里斯巴臣—迪纳里安旋回；②思米辛旋回；③晚思米辛—思潘辛旋回。覆盖在山顶的④为安尼西旋回，箭头所指为旋回边界

2.中三叠世

中三叠统包括安尼西和拉迪尼亚两个区域性 T—R 旋回。图 13-7 所示为斯沃德鲁普盆地西部中三叠统的一个地下剖面，其上可明显地看到两个 T—R 旋回。第一个旋回底部的海进，据头足类化石资料分析，发生在安尼西期（图 13-8）。上覆 Murry Harbour 组海退页

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

岩常常为沥青质或磷酸盐质并向上变粗，在盆地边缘变为浅海相砂岩（Roche Point 组，Eldridge Bay 段）。

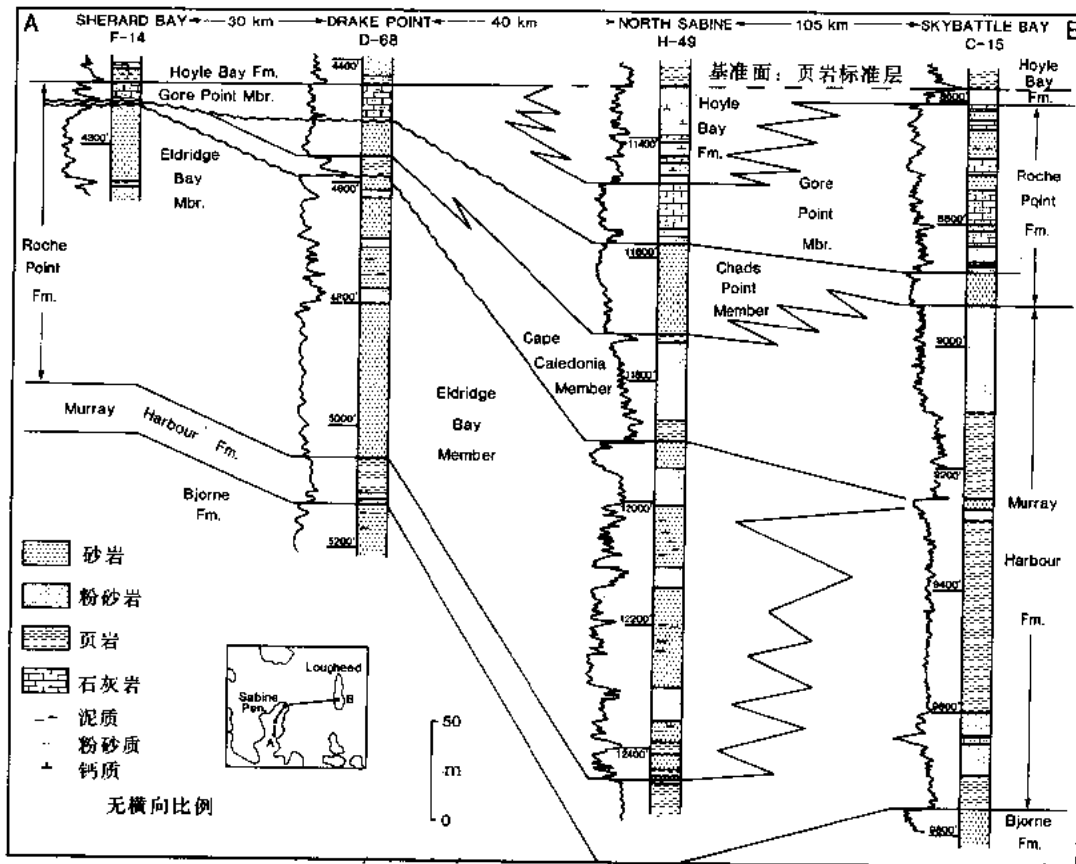


图 13-7　斯沃德鲁普盆西部中三叠统和上三叠统底部地层横剖面（据地表资料）中三叠统的两个 T—R 旋回相当明显，它们的接触面位于 Cape Caledonia 段的底部

Gore Point 底即卡尼阶底。岩性柱子左边为γ测井曲线

另一次海侵发生在晚安尼西或拉迪尼亚早期、Cape Caledonia 段（Roche Point 组）的海相页岩及粉砂岩与下伏 Eldridge Bay 段砂岩在盆地边缘的剖面上成不整合接触（图 13-7）。Cape Caledonia 段底部海侵的年代资料并不充分。但上覆粉砂岩及钙质砂岩（Chads Point 段）含有拉迪尼亚期菊石类化石，因之认为这次海侵可能发生在安尼西期和拉迪尼亚期的边界附近。在盆地边缘，拉迪尼亚期 T—R 旋回之上常可见到一个明显的陆上不整合（图 13-7，图 13-9），在一些地区中三叠统被卡尼阶地层所超覆。

3.晚三叠世

斯沃德鲁普盆地上三叠统中可识别出 4 个区域性 T—R 旋回，它们的年代分别确定为早卡尼期、晚卡尼期、诺利克期和瑞替期。图 13-10 为斯沃德鲁普盆地西部的一个地下剖面，其上可看到两个卡尼期 T—R 旋回。下卡尼阶旋回发生在卡尼期初或可能在拉迪尼亚末期，它以一个区域性海进开始。在盆地南部和东部边缘区，底部灰岩（Roche Point 组 Gore Point 段；图 13-7，图 13-9）是该旋回的一个突出鉴别特征。石灰岩之上的海退页岩（Hoyle Bay 组 Eden Bay 段；图 13-9，图 13-10）逐渐向上变粗，最终变为海相—陆架相

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

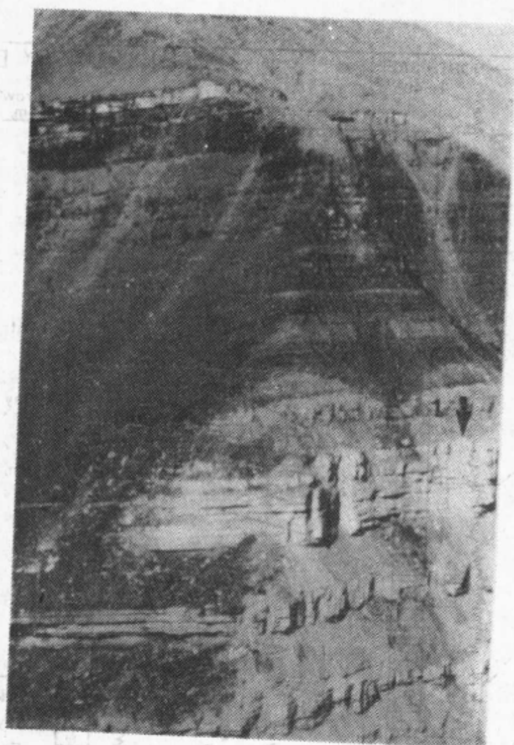


图 13-8　埃尔斯米尔岛北部，中三叠统 Murry Harbour 组覆盖在下三叠统 Bjorne 组之上（箭头所示为其接触面）

Murry Harbour 组主要由黑灰色页岩组成，薄层海进砂岩①出现在该组底部

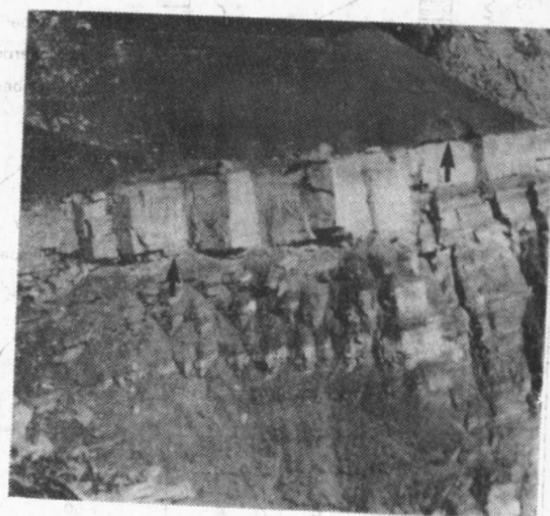


图 13-9　埃尔斯米尔岛北部薄层抗风化 Gore Point 灰岩（卡尼阶）与下伏 Murry Harbour 组（安尼西阶，下部箭头所示）砂岩不整合接触

石灰岩顶部为一沉积间断面，再往上为 Hoyle Bay 组海退页岩（早卡尼期，上部箭头所示）

钙质砂岩（Pat Bay 组底部，图 13-9，图 13-11）。早卡尼期腹足类和菊石类化石在上述地层中普遍可见。

在中卡尼期发生了一次区域性海进，随后跟着另一套海退层系，其下部为页岩—粉砂岩单元（Hoyle Bay 组 Cape Richards 段），上部为砂岩层（Pat Bay 组，图 13-9，图 13-11）。在这些地层中发现了晚卡尼期腹足类和一种菊石类化石。

第三个上三叠系 T—R 旋回是以一次较大的海进开始的，此起始点恰与卡尼—诺利克阶的边界相吻合。诺利克阶 T—R 旋回的基底常由一层鲕状泥铁矿构成。在盆地边缘区诺利克阶超覆在卡尼阶之上（图 13-12）。斯沃德鲁普盆地东部（图 13-12，图 13-13）海退诺利克阶海相页岩（Barrow 组）向上变粗成为三角洲砂岩（Heiberg 组）。盆地西部（图 13-14）Barrow 组页岩亦向上变粗成为陆架砂岩（Barrow 组 Jenness 段）。这些地层中含有早—晚诺利克阶腹足类和孢粉体（早—中诺利克末期，Tozer，1979）。

三叠纪最后一次区域性海进发生在诺利克—瑞替阶边界附近（中诺利克末期，Tozer，1979）。在西斯沃德鲁普，在盆地西北部边缘，瑞替阶页岩覆盖在诺利克砂岩之上（图 13-14），而在盆地东部以砂岩为主的三角洲沉积之内发育了一层瑞替页岩（图 13-15）。瑞替阶页岩向上变粗成为三角洲或陆架砂岩（Heiberg 组，Skybattle 组，图 13-14，图 13-15）。斯沃德鲁普盆地西部，一个区域性的海进及一层早侏罗统鲕状泥铁矿覆盖在瑞替阶之上（图 13-14），这两个特征标志了侏罗系与三叠系的分界。在盆地边缘区这一分界面为一不整合面。

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

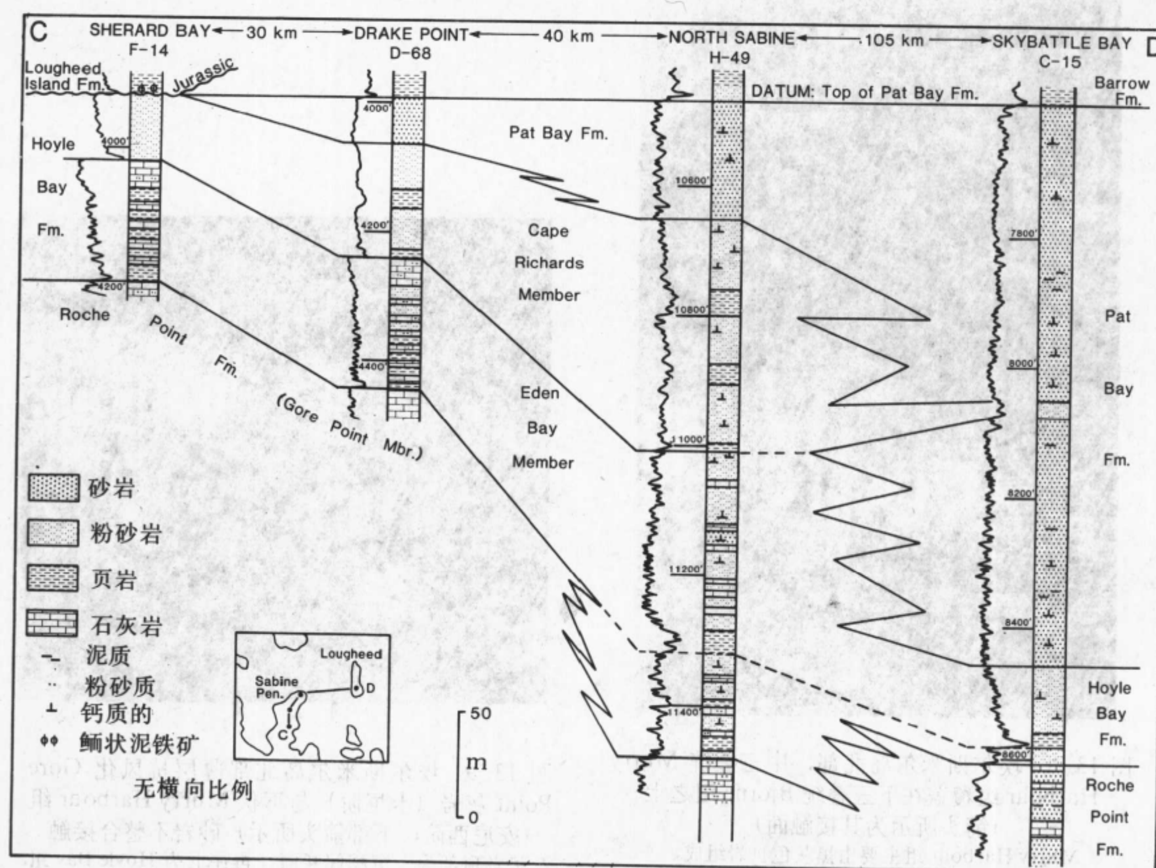


图 13-10 斯沃德鲁普盆地西部卡尼阶地层横剖面（据地面资料）
有两个明显的 T—R 旋回，它们的分界面为 Cape Richards 段底。与下部旋回的接触关系参看图 13-7。岩性柱子左边为 γ 测井曲线

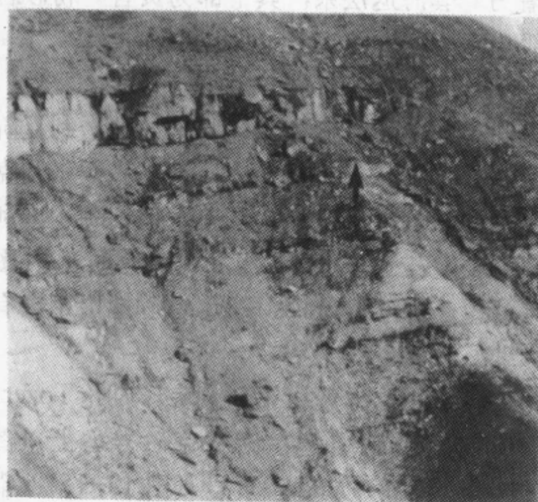


图 13-11 埃尔斯米尔岛北部，黑色 Barrow 组页岩（诺利克阶）覆盖在轻度风化的 Pat Bay 组砂岩之上，再往下为黑色 Hoyle Bay 组页岩。箭头所示为中卡尼期海进层段



图 13-12 埃尔斯米尔岛北部，Barrow 组岩层与下伏石炭系碳酸盐岩（箭头所示）成不整合接触，轻度风化 Heiberg 组砂岩向下伏 Barrow 组逐渐过渡

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

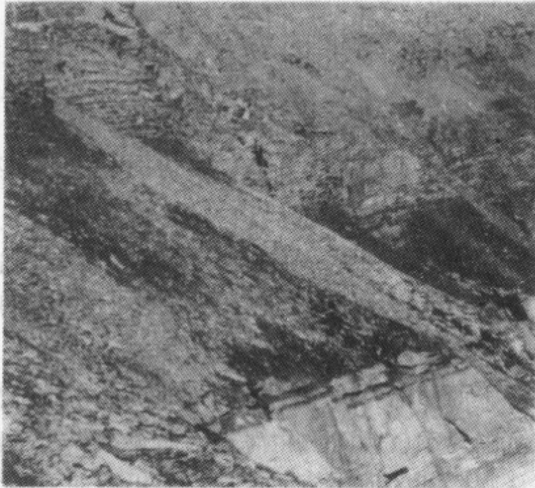


图 13-13 埃尔斯米尔岛北部，黑色易风化的 Barrow 组页岩（诺利克阶）覆盖在 Pat Bay 砂岩之上（卡尼阶）并向上变粗成为粉砂岩



图 13-15 埃尔斯米尔岛南部，瑞替阶 Heiberg 组砂岩覆盖在瑞替页岩单元（约 120m）之上，再往下为诺利克砂岩

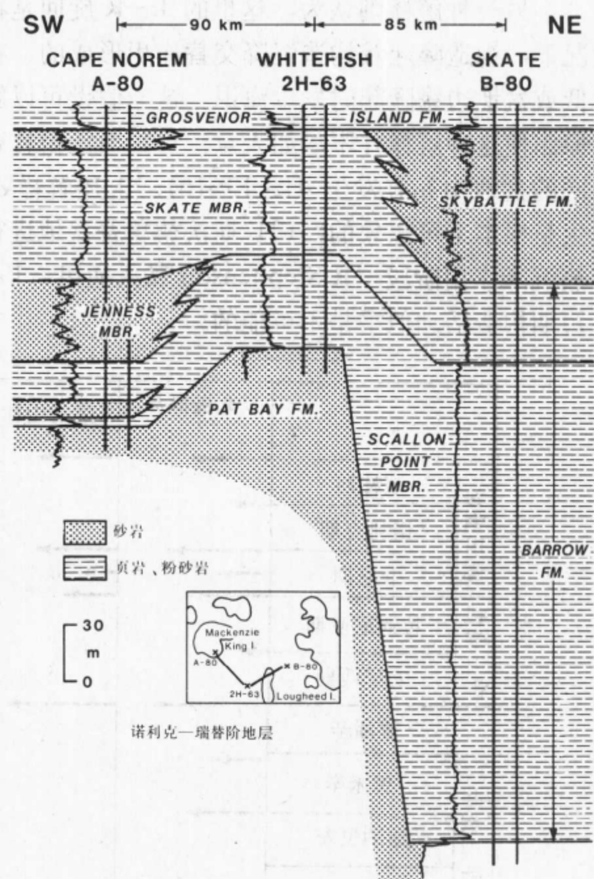


图 13-14 斯沃德鲁普盆地西部诺利克—瑞替阶地层横剖面（据地表资料）

有两个明显的 T—R 旋回，它们的分界面位于 Skate 段底部。岩性柱子左边为 γ 测井曲线

4.总结

在斯沃德鲁普盆地的三叠系地层中识别出了 9 个区域性 T—R 旋回。每一旋回以一个区域性海进开始，而以海退、海岸线前积及盆地边缘的出露而告终。这些旋回与 Vail 等人 (1977) 提出的被动边缘大陆架地层的三级旋回直接可比。

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

三、三叠系 T—R 旋回与全球性海平面变化

1.T—R 旋回的成因

斯沃德鲁普盆地三叠纪 T—R 旋回的成因及全球性海平面变化在旋回形成中的作用迄今尚无定论。一种最简单的解释认为，这些旋回是在海平面固定不变，在区域性沉降的背景上沉积速率不断变化的产物。旋回的海进部分是在沉积物供给速率较低，沉降速率超过沉积速率的情况下发展起来的。随后的海退部分则是由于沉积速率增加，以致于超过沉降速率时形成的。这种解释的缺点在于它无法解释在海退阶段盆地边缘区的出露及侵蚀现象。

另一种解释则认为，这里的 T—R 旋回是在海平面停滞不变及相对固定的沉积物供给情况下，构造隆起及构造沉降交替作用形成的。在沉降速率较高时发生海进，而在沉降速率较低或盆地边缘隆起时发生海退。这一假设可以解释观察到的地层旋回现象，但仍有如下两个原因使这种解释并不尽如人意：（1）斯沃德鲁普盆地所观察到的海进事件在其它构造条件不同的盆地中亦有发生（图 13–16）。上述解释要求短期构造事件在如此广大的区域内同时发生是根本不可想象的；（2）斯沃德鲁普盆地进行顶层剥离分析表明，在三叠纪该盆地正处在热沉降作用阶段（R.Stephenson 私人通讯，1984）。在这样一个大地构造背景下发生大量的短期构造活动似乎是不可能的。

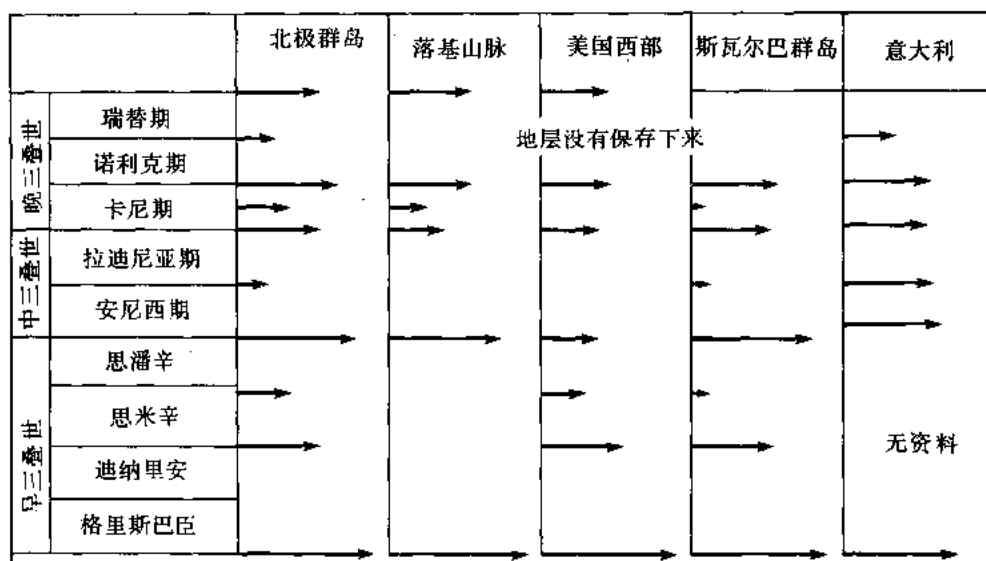


图 13–16 加拿大北极地区的海侵与发生在加拿大落基山区（Gibson 1975）、美国西部（Silberling 和 Wallace，1969；Carr 和 Paull，1983），斯瓦尔巴群岛（Pchelina，1977；Mork 等人，1982）和意大利（Bosellini 和 Rossi，1974）的海侵事件的比较

箭头的长度代表各地区海侵的相对幅度

T—R 旋回起源于热沉降及沉积物供应不断变化的背景上发生的全球性海平面升降，这一解释较为合理。据此认为，当海平面上升与沉降作用的总和超过沉积速率时发生海进，而当沉积速率与海平面下降（或负的海平面上升）的和超过沉降速率时则发生海退作用。这一解释符合观察到的地层关系，与已知的构造环境相吻合，而且可以预测发生在其它盆地的几近同时的海进作用。

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

2.全球性海平面变化

如果地质学家承认全球性海平面变化在T—R旋回形成中起重要作用，那么下一步的问题就是要根据已经建立的斯沃德鲁普盆地的T—R旋回确定一条合理的全球性海平面变化曲线。按下述方法，依据已知的T—R旋回，可对海平面变化的速率、时间、幅度作出一个合理的估计。

海平面变化曲线的形状部分地反映了海平面变化的速率。Hallam（1978）讨论了5种可能的曲线形状，这5种曲线的形态加上第6种曲线（它们的一个变种）如图13−17所示。对斯沃德鲁普盆地典型的T—R旋回的地层模式的研究，使我们能够从这6种曲线中作出一个合理的选择。

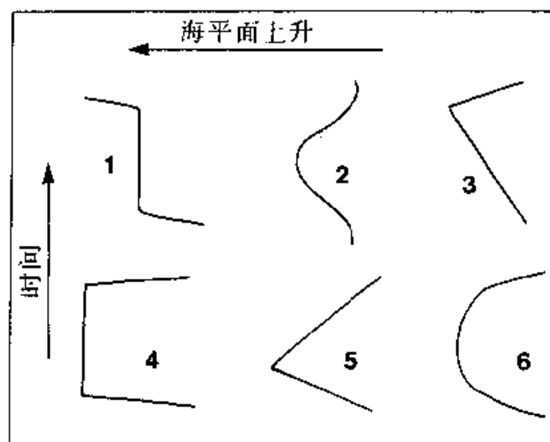


图13−17　全球性海平面变化的6种可能模式
（据Hallam，1978，修改）
①快速上升，缓慢上升，较长的稳定期，快速下降；②正弦曲线型，上升和下降的最大速率在曲线的拐点处；③缓慢上升，快速下降；④快速上升，较长的静止期，快速下降；⑤快速上升、缓慢下降⑥快速上升、缓慢上升、静止不动，缓慢下降，快速下降

第一条曲线中由于没有海平面下降期，可以排除在我们的选择之外，因为其T—R旋回在盆地的边缘被一个不整合面所覆盖。第二条曲线是一条正弦曲线，最近埃克森公司在解释海平面变化时采用了这一形状（Vail，私人通讯，1985）。但二叠系T—R旋回的地层关系与此形状并不相符。在正弦模式中，陆上不整合向海方向达到最大延伸的时间位于海平面曲线下降段的中间（即拐点，此点海平面下降速率最大），在此后的海面缓慢下降及缓慢上升期间，依然持续发生海退作用，非海相地层逐渐上超在陆上不整合之上。这就导致在陆上不整合与上覆海进海相地层之间形成了一个非海相地层楔状体。这样的非海相地层超覆楔状体在前述任何一个T—R旋回中均不存在，因此正弦型曲线不能采用。第三条曲线的特征是一个缓慢上升和随后的一个快速下降，基于T—R旋回中不存在上超非海相楔状体这一事实，该曲线也不能采用。

最后三条曲线均包含一个快速的海平面上升，这能够解释每一个T—R旋回底部的薄的海进单元。由于旋回中大部分头足类化石带位于海退层系，前述薄海进单元与旋回中上覆海退部分相比，这些海进层代表了一个相对较短的时间间隔。

第四条曲线包含一个快速上升和快速下降之间有一个较长的稳定期。由于快速的海平面下降会造成突然的，短期的海退及盆地边缘出露区的深下切水道，而这两种特征在T—R旋回中均无发现，故此种曲线不可用。第五条曲线有一个快速上升后跟一个缓慢下降，第六条曲线相当对称，其特征为一个快速上升后跟一个缓慢上升，一段静止期，一个缓慢下降和一个快速下降。这两条曲线均与观察到的T—R旋回相吻合：仅在海平面快速上升期间发生海进，海退则发生在周期的剩余部分。第六条曲线比第五条更为理想，因为它可以解释一个周期的大部分时间内（海平面快速下降期除外）河流沉积在盆地边缘的上超现象。在斯沃德鲁普盆地没有发现厚层超覆河流相沉积物，但在其它盆地甚为常见（Vail等人，1977）。

海平面变化发生反转的时间可据古生物资料进估计。某一特定旋回海平面开始上升的年

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

代介于下伏旋回海退层中最年轻的化石的年代与本旋回底部海进层中最古老的化石的年代之间。海平面开始下降的年代无法准确估计，因为它总是发生在海退层系内部，没有显著的岩性变化标志。它在海退层系内部的具体位置只能据曲线形态的对称性而定。三叠纪所有海平面上升的年代，如前所述，已根据大化石的研究作出了较为合理的结论。

确定上述海平面变化的绝对幅度是不可能的，因为构造运动和沉积作用对海进和海退的范围有巨大的影响。在前述每一个 T—R 旋回之上均覆盖着一个陆上不整合，通过比较这些陆上不整合向海盆方向的延伸范围，确定了不同旋回海平面下降的相对幅度。同理，在盆地边缘区在某底海进单元之上有一页岩层，通过比较这一页岩层的形成水深估计了海平面上升的相对幅度。

根据上述分析作出了一条三叠纪海平面变化曲线（图 13-18）。推断三叠纪由 9 个周期组成：每一周期均由一快速上升开始后跟一个缓慢上升，静止阶段，缓慢下降和快速下降。快速上升分别发生在格里斯巴臣期初、思米辛期初、晚思米辛期、早安尼西期、早拉迪尼亚期、卡尼期初、中卡尼期、诺里利克期初、瑞替期初和侏罗纪初期。每一周期的持续时间无法准确确定，因为对三叠纪内各阶分界的绝对年龄所知甚少。根据三叠纪共有 9 个周期这一事实，估计每一周期的持续时间在 4—6Ma 之间，因为三叠纪的跨度约为 40—45Ma。从持续时间来看，这些周期与 Vail 等人（1977）所建立的侏罗、白垩和第三纪的三级海平面变化周期的时间长度相当。

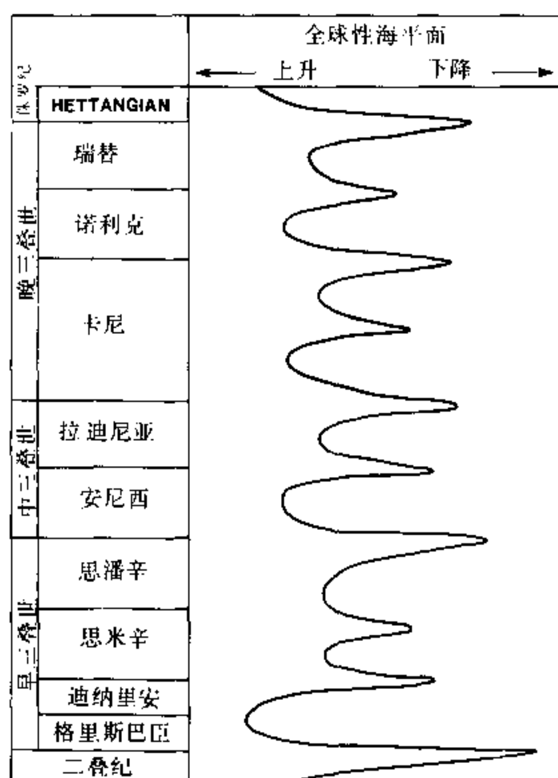


图 13-18　根据加拿大北极地区的 T—R 旋回及文中阐述的 T—R 旋回与全球性海平面变化的关系建立的三叠纪全球性海平面变化曲线，所示变化为相对幅度

以沉积模式的重大变化及主要海平面上升为特征的 4 个较长的周期（二级周期?）亦相当明确，它们分别为早三叠世、中三叠世、晚三叠早期（卡尼期）和晚三叠晚期（诺利克—瑞替期）。如果认为三级周期的持续时间为 4—6Ma，则这些较长周期的持续时间在 8—12Ma 之间。

3.全球性海平面变化的成因

三叠纪海平面变化周期较长且明显不存在冰川沉积，这意味着这些周期的成因是大地构造活动和全球性海平面变化，并与洋盆的体积变化有关。根据 Hallam（1978）的研究，快速的海面上升反映了海底高速扩张与海洋火山活动期造成洋盆体积减小。而较长的时间的海平面缓慢上升、静止和下降，反映了此一阶段海底扩张较慢，洋盆体积缓慢减小或者由于热沉降作用逐渐增加。

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

四、结　论

在三叠纪有9个三级海平面变化周期，每一周期均由海平面快速上升、缓慢上升、静止、缓慢下降和快速下降构成。每一周期的持续时间为4—6Ma。快速海平面上升发生在格里斯巴臣期初、思米辛期初、晚思米辛期、早安尼西期、早拉迪尼亚期、卡尼期初、中卡尼期、诺利克期初、瑞替期初和侏罗纪初期。海平面上升的最大幅度发生在格里斯巴臣期初、早安尼西期、卡尼期初、诺利克期初和侏罗纪初期。这些大幅度海平面变化标志着沉积模式发生了重大变化，并定义了三叠纪的4个二级海平面变化周期。海平面周期变化的成因是大地构造作用和全球海平面变化，反映了洋盆体积的变化。在世界范围内三叠纪的地层、沉积及古生物资料与侏罗纪、白垩纪及第三纪相比相对不足。对本文在建立三叠纪海平面变化曲线方面所作的初次尝试进行修正或否定，还需要更多的资料。

（李剑峰译）

参 考 文 献

BALKWILL, H. R., 1978, Evolution of Sverdrup Basin, Arctic Canada: American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v. 62, p. 1004–1028.

BOSSELLINI, A., AND ROSSI, D., 1974, Triassic carbonate buildups of the Dolomites, northern Italy, *in* Laporte, L. F., ed., Reefs in Time and Space: Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publiction 18, p. 209–233.

CARR, T. R., AND PAULL, R. K., 1983, Early Triassic stratigraphy and paleogeography of the Cordilleran miogeocline, *in* Reynolds, M. W., and Dolly, E. D., eds., Mesozoic Paleogeography of the West-Central United States: Rocky Mountain Section, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, p. 39–55.

EMBRY, A. F., 1983a, The Heiberg Group, western Sverdrup Basin, Arctic Islands: Geological Survey of Canada Paper 83-1B, p. 381–389.

———, 1983b, Stratigraphic subdivision of the Heiberg Formation, eastern and central Sverdrup Basin, Arctic Islands: Geological Survey of Canada Paper 83-1B, p. 205–213.

———, 1984a, The Schei Point and Blaa Mountain Groups (Middle-Upper Triassic), Sverdrup Basin, Canadian Arctic Archipelago: Geological Survey of Canada Paper 84-1B, p. 327–336.

———, 1984b, Stratigraphic subdivision of the Roche Point, Hoyle Bay and Barrow Formations (Schei Point Group), western Sverdrup Basin, Arctic Islands: Geological Survey of Canada Paper 84-1B, p. 275–283.

FRAZIER, D. E., 1974, Depositional Episodes: Their Relationship to the Quaternary Stratigraphic Framework in the Northwest Portion of the Gulf Basin: University of Texas Bureau of Economic Geology, Geological Circular 74-1, 28 p.

GIBSON, D. W., 1975, Triassic Rocks of the Rocky Mountain Foothills and Front Ranges of Northeastern British Columbia and West-Central Alberta: Geological Survey of Canada, Bulletin 247, 61 p.

HALLAM, A., 1978, Eustatic cycles in the Jurassic: Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, v. 27, p. 1–32.

JOHNSON, J. G., KLAPPER, G., AND SANDBERG, C. A., 1985, Devonian eustatic fluctuations in Euramerica: Geological Society of America Bulletin, v. 99, p. 567-587.

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

MØRK, A., KNARUD, R., AND WORSLEY, D., 1982, Depositional and diagenetic environments of the Triassic and Lower Jurassic of Svalbard, *in* Embry, A. F., and Balkwill, H. R., eds., Arctic Geology and Geophysics: Canadian Society of Petroleum Geologists Memoir 8, p. 371–398.

PCHELINA, T. M., 1977, Stratigraphy and some characteristics of the composition of the Mesozoic sediments in the southern and eastern regions of West Spitsbergen, *in* Sokolov, V. N., ed., Stratigraphy of Spitsbergen: The British Library, Lending Division, Wetherby, Yorkshire, England, p. 164–205.

SILBERLING N. J., AND WALLACE, R. E., 1969, Stratigraphy of the Star Peak Group (Triassic) and Overlying Lower Mesozoic Rocks, Humboldt Range, Nevada: U.S. Geological Survey Professional Paper 592, 50 p.

TOZER, E. T., 1979, Latest Triassic ammonoid fauna and biochronology, western Canada: Geological Survey of Canada Paper 79-1B, p. 127–135.

VAIL P. R., MITCHUM, R. M., JR., AND THOMPSON, S., III, 1977, Seismic stratigraphy and global changes of sea-level, part 4: Global cycles of relative changes of sea-level, *in* Payton, C. E., ed., Seismic Stratigraphy, Applications to Hydrocarbon Exploration: American Association of Petroleum Geologists Memoir 26, p. 83–97.

———, AND TODD, R. G., 1981, Northern North Sea Jurassic unconformities, chronostratigraphy and sea-level changes from seismic stratigraphy, *in* Illing, L. B., and Hobson, G. D., eds., Petroleum Geology of the Continental Shelf of Northwest Europe: Heyden, London, p. 216–235.

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

第十四篇　根据新的数据和修订的Exxon曲线对侏罗纪海平面变化的重新评价

A.Hallam

摘要　用一条主要根据北海资料的地震地层学分析所修订的侏罗纪 Exxon 海平面变化曲线，与通过比较常用的地层学分析得出的一条新的（海平面变化）曲线之间作了比较。两条曲线在所指的大部分时间里，在海平面的长期上升上是大体相似的，在这个长期上升曲线上，迭置了大约 17 个短周期。两条曲线都记录到在辛涅缪尔期、托阿尔期、巴柔期、卡洛夫期、牛津期时海平面的显著上升。然而，Exxon 曲线遗漏了跨越三叠纪—侏罗纪界线的重要事件，并且低估了许多海平面变化周期的上升速率。此外，作为区域性构造活动的后果，某些推测的全球海平面变化事件可能要打折扣。推想与沉降和隆起有关的构造活动，而不是大地水准面的变化，是全球（海平面变化）面貌发生区域性变形的主要因素。有必要在海平面变化的幅度和速率上取得更好的定量数据。

一、引　言

Exxon 研究小组把地震地层学应用到对海平面变化的研究上曾经引起了人们极大的兴趣，例如，反映在对他们的早期著作（Vail 等，1977）所引起的激烈争论上。然而，对于 1977 年的专集出版以来 Exxon 小组在概念上的演变却缺乏广泛的评述。人们较熟悉并经常引用的具有逐渐上升与急剧下降（这种下降，从地质角度来看是“瞬时”的）交替构成的“锯齿状”全球海平面变化曲线，现在已被解释为，是沉积物向海岸上超的反映而不是海平面变化的反映。虽然肯定这两种现象之间存在着某种联系。除此之外，人们现在主要的注意力在不同类型的层序边界，和在整个全球海平面变化期间发生变化的沉积“可容纳空间”概念之上。在解释方面的这些进展，通过侏罗纪的海平面变化周期作了很好的说明，并产生了一条新的海平面变化曲线（Vail 等人，1984）。Haq 等人（1987）所公布的一条更新的海平面变化曲线与前面的曲线相比仅在曲线的边缘上有些不同，后面参考的 Exxon 研究组的著作，将限于对 1984 年文章的讨论。

地震地层学方法重新引起了我个人对侏罗纪海平面变化的兴趣，并导致我采用了另外一种方法根据常规的地层学方法作出尝试性的海平面变化曲线（Hallam，1987，1981）。与 Vail 等人（1977）最初的 Exxon 曲线相比，它们显示了许多相似性，但是也存在一些重大差异。本项研究，是根据一些新的资料，对已修订的 Exxon 曲线的一种响应或讨论。因为直接检验用于产生 Exxon 曲线的原始资料如果不是不可能的话，也是很困难的，所以必须通过参考不同来源的资料和方法来检查该曲线。两种曲线一致，会增强不同方法的信心；如果不一致，就应当把注意力集中到差异点上，并促使我们设法解决它们。只有遵循这样一个辩证的研究过程，地质学家才可能取得令人满意的一致意见。

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

二、修订的 Exxon 曲线

作为北海资料的一种新的地震地层学分析的结果，Vail 和 Todd（1981）建立了一条修订的侏罗纪海平面变化曲线。该曲线明显地隐含了这么一种观点：即这条曲线对一个地区是可靠的话，那么对于全球也可靠。尽管作者在他们的那篇文章中承认海岸上超模式并不能准确地反映海平面变化模式，但是他们所列出的海平面变化曲线仍保留着早期曲线所呈锯齿状。然而，在更新的一篇文章中 Vail 等人（1984）连同他们所依据的海岸上超曲线一起，展示了一条正弦波状的海平面变化曲线（图 14–1）。尽管他们声称（1984），该曲线引用了世界不同地区的资料，但是，其海岸上超曲线与 Vail 和 Todd（1981）仅用北海地区资料所作出的曲线实际上是一致的。

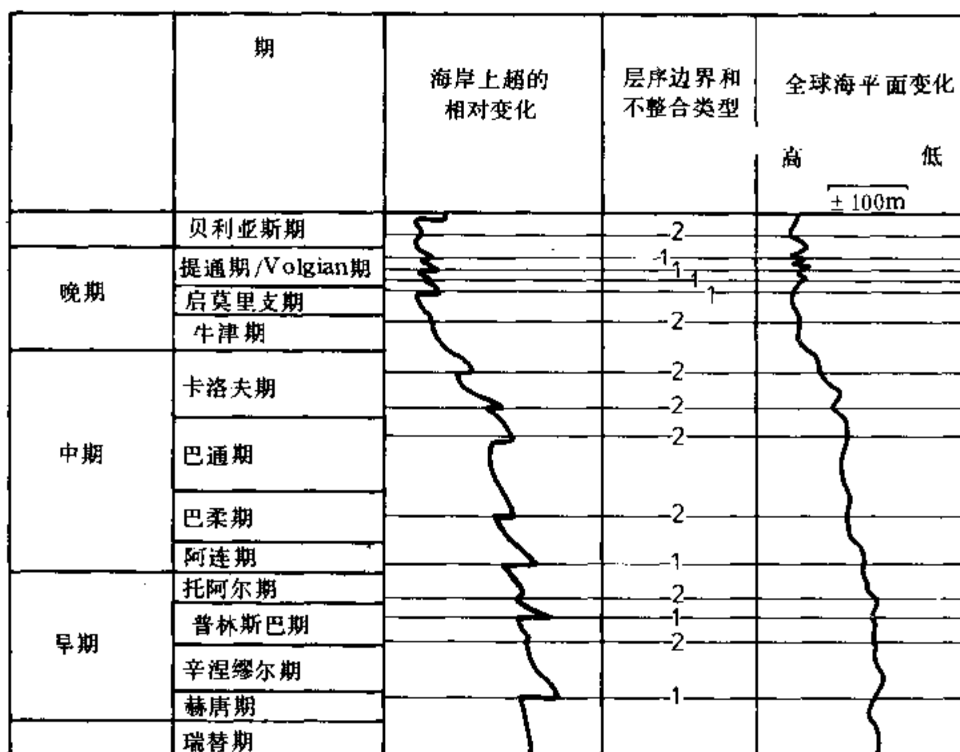


图 14–1　侏罗纪海岸上超和海平面变化的曲线
（根据 Vail 等人（1984）简化）

Vail 等人（1984）通过区分两类不整合，使他们对层序边界的分析得以改进。Ⅰ型不整合以海岸上超向下转移为特征，一般低于陆架边角，并伴有侵蚀河谷、下切峡谷、海底扇和低水位三角洲。他们坚持认为在陆架边界处，海平面下降速率大于构造沉降速率。Ⅱ型不整合是以海岸上超向下转移到陆架边角向陆地方向的位置处为特征，同时只有陆架边角向陆地一方露出水面，而没有峡谷下切。海底密集段通常出现在最大水深处，意味着海平面上升速率明显大于沉积物堆积速率。由于海平面上升速率减少以及沉积物开始前积，与密集段相伴的下超面，标志着海进的结束到海退的开始的一种变化。几乎连续出现的海岸上超，意味着大多数沉积物是在相对海平面上升时期沉积的。无论是海平面的上升，还是沉积表面的下降，或者二者兼而有之，都可以造成“容纳”沉积物的垂向空间。总之，海退的最大点出现在

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

海岸上超向下转移之后。

这些标志可以用到根据地震地层学分析获得的海岸上超曲线中去，以产生一个海平面升降曲线（图 14-1）。从侏罗系到早白垩统，Vail 等人（1984）识别出 17 个全球性不整合和与之相对应的整合（等于层序边界），它们相当于 16 个全球海平面升降周期。他们识别出 8 个Ⅰ型和 9 个Ⅱ型不整合和 16 个海相密集段。至于构造沉降、沉积物负载和供应等潜在的复杂因素，可能是通过地史分析处理的（Van Hinfe，1978）。据信沿着被动大陆边缘的构造沉降是长期的，它们随着时间的延长逐渐地减小，而且没有发生足以产生全球性不整合的迅速变化。

无疑 Exxon 研究小组的这个新贡献是重要的，但是也招致了不少批评。

(1) 可能最重要的批评是这么一个假设，即任何一个地区的分析都可以得出全球性的固定的层序边界，并可以不去考虑区域构造作用的影响。诸如北海那样的地区中，并不是所有的构造活动都落到长期稳定沉降的级别中。掀斜断块的地裂构造和与之相伴生的沉积，包括 Surlyk（1978）所详细描述的东格陵兰那种短期的振荡运动，在早中生代时，广泛分布于欧洲西北部地区。这在北海地区尤为如此，对于从启莫里阶到提通阶期间 Exxon 海平面变化曲线出现的一种额外"噪音"（图 14-1），可能就是这种构造作用影响的结果。北海地区的地层层序和地质演化历史，与在北大西洋打开之前非常靠近欧洲的格陵兰东部地区的同时代岩石和地史事件相比，具有许多极其相似之处。在上述两个地区，一个显著的现象是，断层控制的构造活动向侏罗纪末不断增强（Hallam 和 Sellwood，1976，Surlyk 等，1981）。

(2) Exxon 曲线所依据的生物地层资料，推测是孢粉资料。这些资料从未公布，可能今后也不会公布。因此，其他独立的工作者不可能对这些资料作出评价。然而，我们没有理由去怀疑孢粉年龄的总可靠性，但是用此来精确确定年龄还是可疑的。甲藻分带不足以具有确定亚阶水平的分辨力，更不用说菊石分带了。基于此，为了达到更好的地层标定，最近，Vail 和他的同事们曾试图在陆上的典型剖面中识别这些事件（如在 Dorset，那里建立了很好的菊石分带）。不过，Dorset 剖面并不能作为海平面变化分析的标准剖面，这是因为涉及到叠加了断层控制和非周期沉降的构造影响（Sellwood 和 Jenkyns，1975；Hallam 和 Sellwood，1976）。有些明显的全球海面变化信息显然变了样，而另外一些或者是由于构造作用的烙印太强，或者由于缺乏特征的岩相又变得模糊不清。

(3) Exxon 研究小组所采用的沉积模式，受墨西哥湾沿岸那样的地质条件的影响很大，在那里具有大量硅质碎屑物质供给。对于应当适应任何一种海平面变化曲线中的许多数西欧典型侏罗系而言，这样一个模式是不恰当的。这是因为，在许多情况下，沉积速率极低、砂屑注入量极少；海退可能是以沉积物的欠补偿为特征，例如由具有生物钻孔和结壳硬底所覆盖的沉积旋回，就是这样的情况（Hallam，1978；Bayer 等人，1985；Einsele，1985；Gabilly 等人，1985）。

(4) 对于远隔任何同时代大洋的西欧内部侏罗纪克拉通地区，用"陆架"这个术语是不恰当的。这些地区可细分成若干隆起和盆地，所以，这些地区不整合的定义必须作相当的修改。如果这些定义仍有保留意义的话。例如：Ⅰ型不整合界面应以向盆地方向伸展很远的并广泛分布的侵蚀间断面为标志。Ⅱ型不整合则限于在盆地的边缘区。尽管 Vail 等人（1984）声明，至少可识别出 8 个Ⅰ型不整合边界。但是我所知道只有一个实例，对于这样一种横贯西欧的不整合能够作出令人信服的判断（该不整合在中辛涅缪尔阶），但是这个不整合却不相当 Vail 等人 1984 年所列出的 8 个Ⅰ型不整合中的任何一个。此外，海相密集

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

段，并未出现在它们应该出现的诸如下 Saxony，西德或 Mochras，Wales 等这样一些典型的侏罗系盆地的发育过程中。

当然，这些问题的提出，并不是否定 Exxon 曲线，何况他们确实强调过需要通过用其它资料的独立分析中检验这条曲线，并从构造的"噪音"中，离析出全球海平面变化的"信息"。

三、关于一个新型侏罗纪海平面变化曲线

笔者用于建立另外一条侏罗纪海平面变化曲线的一些方法，已在其它有关文章中作了充分的解释（Hallam，1978），这里没有必要作冗长的重复。关于侏罗纪海平面长期的总体变化趋势，是按照古地理的研究方法，通过对大陆上海域面积扩展范围逐阶的分析而得出。对于较短周期的海平面周期性变化，则是通过识别陆表海海相层序中的延伸变浅、变深事件，会同相分析建立起的对应海进、海退得出的。鉴于欧洲有很多比较好的基础资料（数据库），因此我的注意力集中在欧洲，而不是其它大陆；然而，除非海平面变化事件在世界范围内可以追踪，并且与局部或区域性的构造事件无关，我并没有考虑去建立重大的海平面变化事件。研究中用了菊石资料，因为一般来说，菊石可以在大陆内部进行带或亚带级别上的对比，在大陆之间进行亚阶级别上的对比（Hallam，1978）。

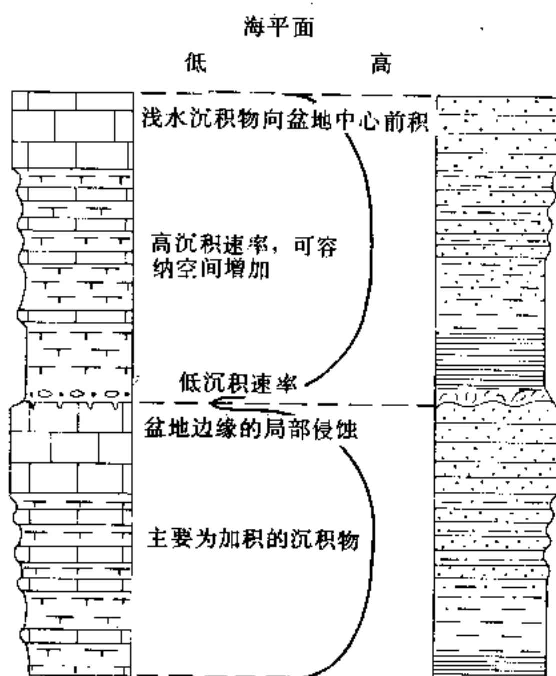


图 14–2 从相序资料推断出的海平面变化曲线图
左侧柱子为一向上变浅的泥灰质和方解石质层序；右侧柱子为一个向上变浅的硅质碎屑岩层序。二者均带有常用的岩性符号。沉积旋回的底面是以密集段为特征。在左侧表现为侵蚀砾和磷酸盐结核的富集；右侧表现为贝壳层的富集。这些不同地层层序中密集段的岩性特征，是可互换的或混生在一起。同样，右侧旋回层序靠底部出现的纹层状页岩（富含有机质）也可在左侧层序相同位置出现。如图所示当可容纳空间的体积随着海平面的下降而减少时，粗硅质碎屑物常常向盆地中心前积。在钙质沉积的机制中，它可能反映沉积物的供应不足（非补偿），并形成由水下和（或者）陆上胶结形成的一个或更多的硬地

图 14–2 表述了这种方法的实质是，从陆上出露的侏罗纪浅水钙质和硅质碎屑物的陆表海层序的相变中，推断出海平面的变化。向上变浅的硅质碎屑岩层序可能是由于三角洲前积导致的沉积物供给量的增加，而不是海平面下降或者区域性隆起所致。然而，如果这种向上变浅事件与碳酸盐岩层序中相应事件有关系，如图 14–2 所示，那么，沉积物的供应的变换就可以不加考虑。这个模型试图把由 Exxon 研究小组提出的可容纳空间变化的概念结合在一起。作为沉积速率强烈变化的结果，连同表示低沉积速度的密集段所标志的海进早期阶段或者海水加深事件，从沉积层序中得出的海平面变化曲线将呈现尖嘴状，如图 14–2 所示。在我 1978 年的曲线中，我采纳了这么一种"尖嘴"状

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

的特点，但是，随着 Vail 和他的同事们所采纳了这种变化，全球海平面变化曲线画的更精确了，更近似于一条正弦曲线，海平面高、低水位之间的差别很小了。

人们曾经争论过海水变浅事件不一定非得牵涉到海平面下降，而是可能代之以海平面的停滞或者海平面上升速率的减小（Talbot，1973；Vail 等人，1977；Pitman，1978）。这种看法，对于具有高硅质碎屑物注入海相盆地的某些"墨西哥湾岸区"的沉积情况，可能是正确的；但是，正如上节所述，对于欧洲许多侏罗系却不是这种情况。比如让我们考察一下典型的 Dorset 剖面。图 14-3 描述了三种范例，可以毫不含糊地说那里是侵蚀事件，它们的最合理的解释是由于海平面下降或者区域抬升（参见 Einsele，1985 年的补充讨论）。尽管 Talbot（1973）推断了 Dorset 剖面的 Oxfordian 阶中沉积作用的全球海平面的控制，但是他并未识别出如图 14-3（c）所示的钙质结核的侵蚀削截，由此，就与他得出的没有海平面下降的结论相矛盾。

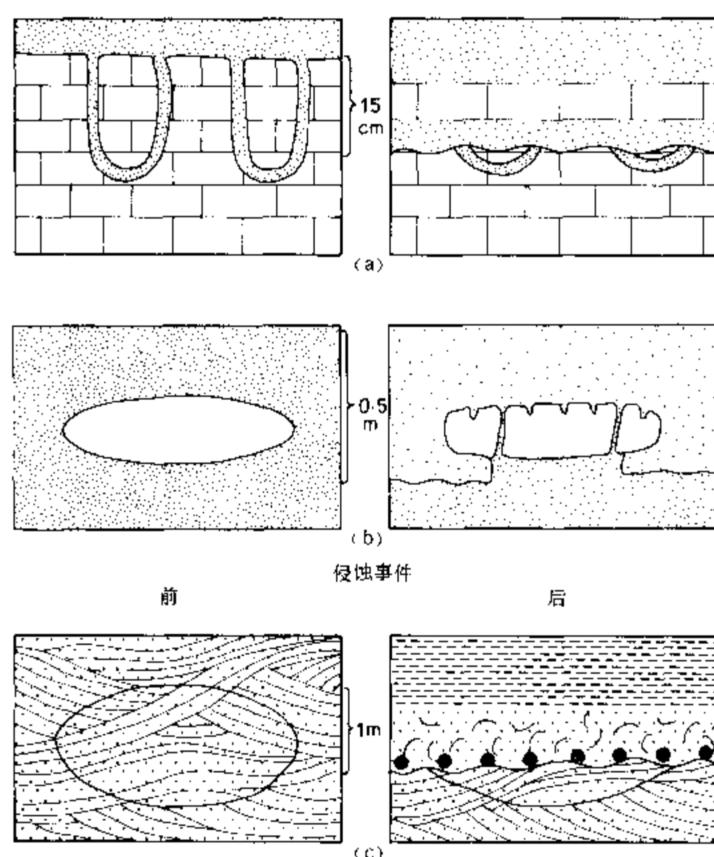


图 14-3　Dorset 滨岸剖面的不整合证据。这些不整合是侵蚀作用而不是无沉积作用造成的，并附有大体上标定的沉积物的数量

（a）在 T—J 界面上的白里阿斯统（＝Langport 段）和兰里阿斯建造（Hallam，1960）。"U"形生物钻孔表明了遗迹化石双杯迹；方块图形代表灰岩；点状代表页岩；（b）黑 Ven Marls 组内部的不整合，位于 Coinstone 结核状岩层水平面上（Hallam，1969）。这是文中提到过的广泛分布于辛涅缪尔期内海退事件的一种局部现象。呈点状代表页岩。（c）中牛津阶内表明 Talbot 的 Osmington Oolite 组建造周期基底的不整合（1973）。点状为砂岩，可以是有交错层的也可以是带贝壳的生物扰动层的砂岩；实心圆代表再建造的砾岩；线形代表 Bencliff Grit 的脆性砂岩中的碳酸盐结核或（"瘤状"）

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

为了识别真正的海平面变化的证据，Hallam（1984）提出了一些辩别由于构造因素引起局部和区域沉降与抬升的标志。对于影响范围在几千到上万公里范围的局部构造事件的识别，相对来说是比较容易的。例如，根据角度不整合和相的突然变化。而对于影响范围上十万公里甚至更大面积的区域性构造事件的识别，通常比较隐蔽。尤其是当生物地层对比不够准确时，更是如此。由于是图 14–2（参见 Bayer 等人，1985）所示的这种级别的沉积周期的发育，引起了一个特殊的问题。一个给定的地层序列发育得越厚、越全，它就越可能包含相当于菊石“年代”（chron）这样的（无论是带和亚带）周期。一般来说，地层划分越细，相变就越不明显，所推断的海水变浅和变深事件就越局限，与区域性构造活动相反，它们也就越难归因于海平面变化。

在以下的讨论中，只有当事件能够全球性对比，或者象在研究程度最好的欧洲大陆内部进行广泛对比时，才可以认为是受全球海平面变化控制的。很显然，某些事件比其它一些事件更加明确，而在正常情况下，在全球规模上的地层精度，不高于亚阶。

大多数有关资料已经列于在许多参考目录中（Hallam，1978，1981）。对于侏罗纪海平面变化的更多的资料，可从最近发表的论文中收集：欧洲：Callomon（1979）；Corbin（1980）；Enay（1980）；Winterer 和 Bosellini（1981）；Loughman（1982）；Bayer 等人（1985）；Brandt（1985）；Einsele（1985）；Gabilly 等人（1985）；McGhee 和 Bayer（1985）；Pedersen（1985）；Phelps（1985）；Jenkyns 和 Clayton（1986）；Mertmann（1986）；Morton（1987）。

非洲和亚洲：Adams（1979）；Walley（1983，1985）；Wang 和 Sun（1985）；Livnat 等人（1986）；Hallam 和 Maynard（1987）。

北美：Surlyk 等人（1981）；Surlyk 和 Clemmensen（1983）；Embry（1982）；Balkwill 等人（1983）；Taylor 等人（1983）；Cameron 和 Tipper（1985）。

南美：Riccardi（1983）；Gröschke 和 von Hillebrandt（1985）；Hallam 等人（1986）。

在区域地质研究中，一个最有意义的进展是在加拿大北极的 Sverdrup 盆地的中生代地层层序中已识别出了一系列“墨西哥湾”型的硅质碎屑岩相的大型的沉积周期，及其有关的海进、海退事件（Embry，1982；Balkwill 等人，1983）。另外一个显著的进展是，Callomon（1984）认识到许多原来认为属于卡洛夫阶的北美沉积，实际上应属于巴通阶。在南美，巴通阶与卡洛夫阶之间界线的准确位置尚未落实。

海平面的上升是通过海相层序中水体的变深事件及相对应的海进记录的；海平面下降则通过在海相层序中的水体变浅和海退事件来识别。海平面的上升较易识别（Hallam，1978；Vail 等人，1984）。表 14–1 中（也可见图 14–4 至图 14–9）列举了不止在一个大陆上可以识别的显著的海进和加深事件。由于欧洲有更多的地层资料是可以利用，因此，给出的欧洲资料比其它大陆详细的多。由于这项研究具有全球性的特点，要求提出精细菊石分带程度的地层资料是不适当的。

表 1 中事件 1、2、4、6、8、14 比其它事件更重要。这 18 个事件不能看作是定论的。可能需要进一步工作以剔除某些区域性而非全球性的事件；而另外一些复合事件中可能需要分解成两个或更多事件。然而，表中列出的 18 个海进和变深事件，是对全球海平面变化情况的一个合理的近似逼近。

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

表 14-1 在欧洲和其它大陆上的海进和变深事件

事件	欧洲	其它大陆
1.早—中赫唐期	英格兰、威尔士、法国、德国、奥地利	内华达、秘鲁、日本
2.早辛涅缪尔期	苏格兰西北、南瑞典、南英格兰、法国东北部、德国南部	阿伯特、内华达、加拿大、北极区、哥伦比亚、秘鲁、智利、墨西哥、日本、中国南部
3.晚辛涅缪尔期	英格兰、苏格兰东北部、法国中部、德国南部、西班牙、葡萄牙	智利
4.早普林斯巴期	英格兰、丹麦、瑞典南部、法国、德国、波兰	格陵兰东部、内华达、加拿大北极部分、摩洛哥
5.晚普林斯巴期	英格兰、法国、德国	北美北极区、俄勒冈、西伯利亚东部、日本
6.早托阿尔期	英格兰、苏格兰西北部、法国、德国	北美北极区、阿伯特、格陵兰东部、沙特阿拉伯、马达加斯加、巴基斯坦
7.晚托阿尔期	法国、德国	智利、秘鲁、阿根廷
8.早巴柔期	英格兰、法国、德国、瑞士、Jura	北美西部内地、智利、沙特阿拉伯、马达加斯加北部、澳大利亚、新几内亚南极洲（埃尔斯沃斯岛）
9.晚巴柔期	英格兰南部、苏格兰西北部、法国、德国北部、波兰、克里米亚半岛（苏联）	加拿大北极区、格陵兰东部、智利、Kachchh（印度）
10.早巴通期	英格兰南部、北海、法国西北部	北美西部内陆
11.晚巴通期	苏格兰西北部、英格兰、法国	加拿大北极区、格陵兰东部、非洲北部及东部、沙特阿拉伯、巴基斯坦、Kachchh
12.早到中卡洛夫期	英格兰、苏格兰、法国、德国、西班牙、俄罗斯地区	西西伯利亚、墨西哥、巴基斯坦、摩洛哥、智利、阿根廷
13.早牛津期	英格兰北部、苏格兰西北部、西班牙、德国南部、法国、波兰、俄罗斯地台	北美北极区及西部内陆、叙利亚
14.中牛津期	英格兰南部及中部、苏格兰东北部、Jura（法国及瑞士）	摩洛哥、突尼斯、巴基斯坦、土库曼（苏联）、墨西哥、美国墨西哥湾、阿拉斯加南部、奥大利亚、新几内亚
15.晚牛津期	苏格兰西北部及东北部、北海、英格兰南部、法国、德国南部	格陵兰东部
16.早启莫里支期	英格兰、北海、法国北部	阿塞拜疆（苏联）、巴基斯坦、埃塞俄比亚、索马里、沙特阿拉伯、美国墨西哥湾地区、阿根廷
17.早提通期	英格兰南部、法国	西西伯利亚、西藏、智利、阿根廷
18.晚提通期	英格兰东部及南部、波兰、俄罗斯地台	智利、阿根廷

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

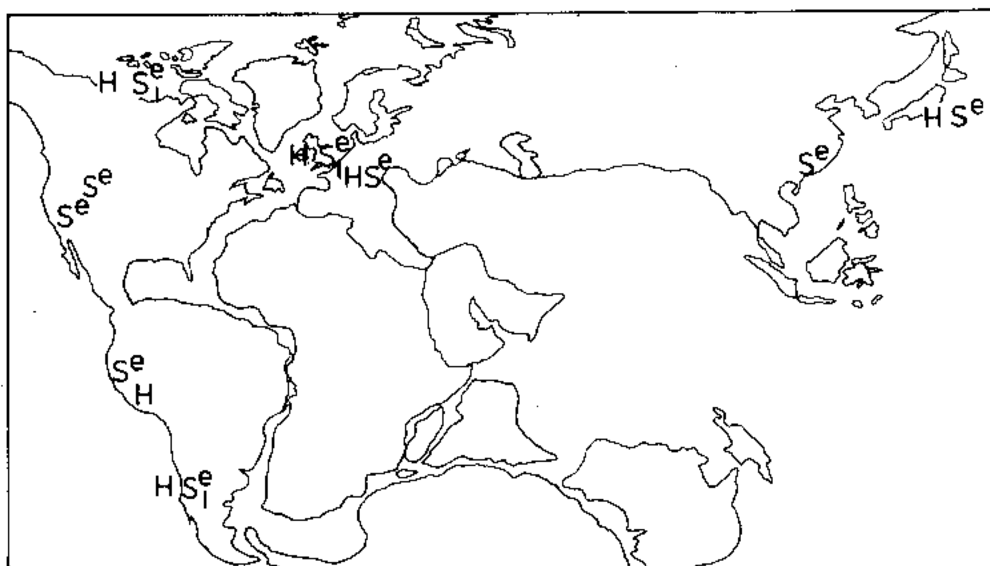


图 14–4 赫唐期（H）与辛涅缪尔期（S）时全球海进和海水加深事件的位置

e＝早、l＝晚

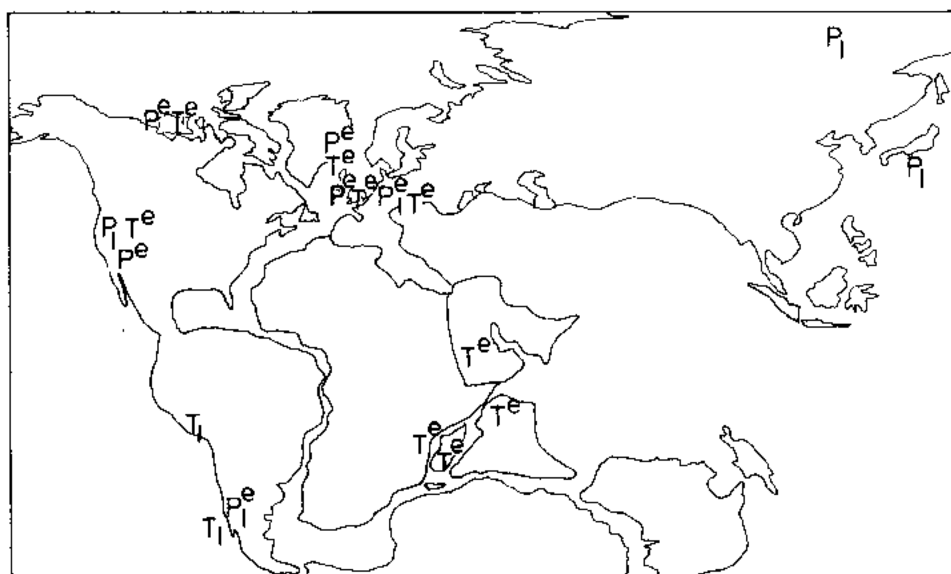


图 14–5 普林斯巴期（P）和托阿尔期（T）全球海进和海水加深事件的位置

e＝早，l＝晚

如果在海进或水体变深事件中间，没有海退或海水变浅事件穿插，那么，侏罗纪海域会比实际的面积大的多。正如前面所指出的那样，追踪全球性的海退或变深事件很难，但是，图 14–2 所给出的这些事件，看来在欧洲是有重要意义的，至少具有区域重要性，并且可以作为不整合或沉积间断，在大范围内追踪。事件 9 至少可在欧洲之外的北美北极区、突尼斯和巴基斯坦等地是明确地记录到的。

看来一些可以识别的重要海退事件，发生的原因是区域性构造活动，而不是全球性海平面下降。这些事件如下：

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

（1）南英格兰到德国的中辛涅缪尔期（Donouan 等人，1979；Brandt，1985）。该事件是以盆地页岩相中的明显的侵蚀不整合为标志，相当于表 14–2 中的事件 2。没有在西欧以外地区发现支持全球性海平面变化解释的证据，但与下列大多数例子不同，该相序性质与全球性海平面变化的解释相一致。

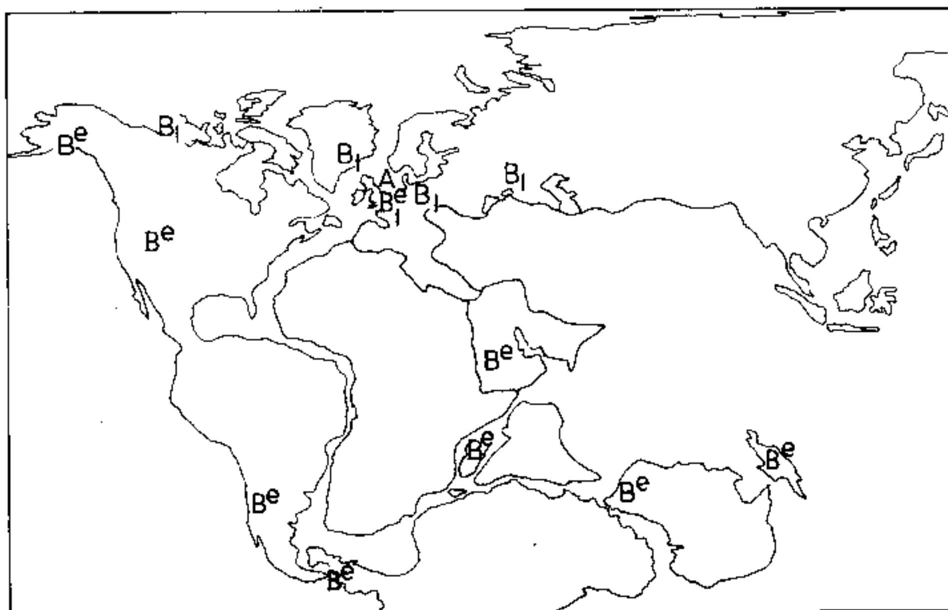


图 14–6　阿连期（A）和巴柔期（B）全球海进和海水加深事件位置

e＝早，l＝晚

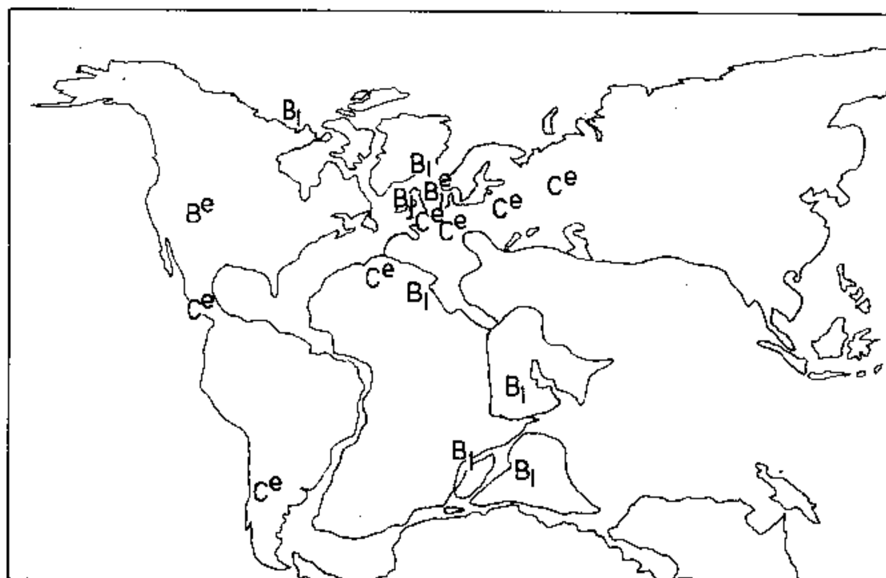


图 14–7　巴通期（B）和卡洛夫期（C）全球海进和海水变深事件位置

e＝早，l＝晚

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

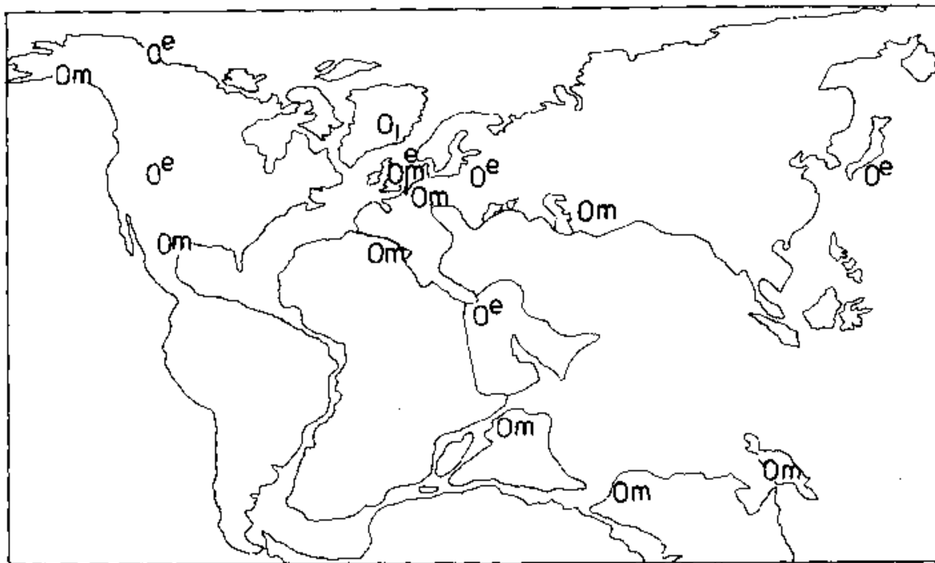


图 14-8　牛津期（O）时全球海进和海水加深事件的全球位置

e＝早，l＝晚

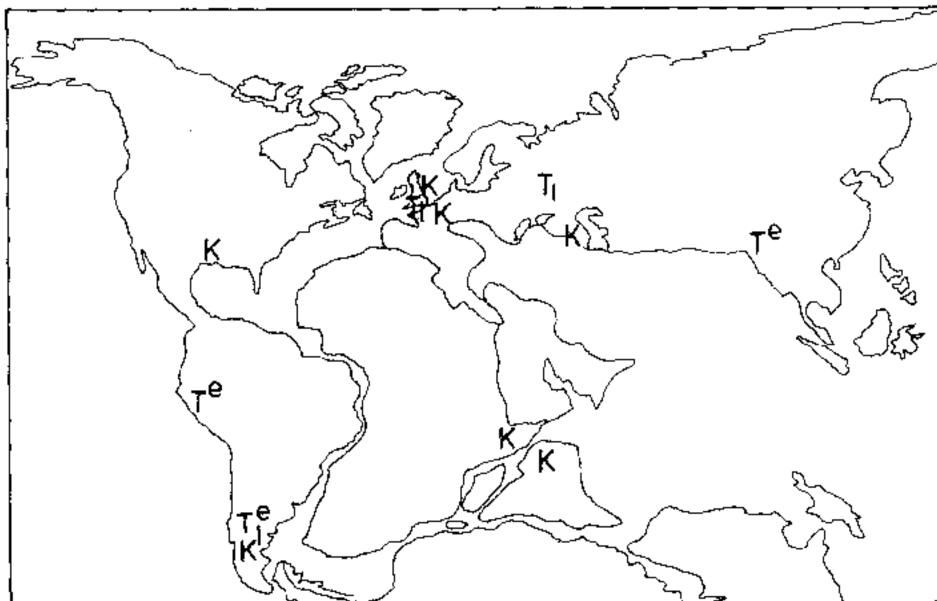


图 14-9　启莫里支期（K）和提通期（T）全球海进和海水加深事件位置

e＝早，l＝晚

(2) 西北欧的晚普林期巴期。这个从西边物源区来的砂进入页岩层序中，可能与或至少与大西洋张开前的掀斜断块的构造作用有关（Hallam，1984）。

(3) London--Brabant 台地边缘，英格兰中、北部，丹麦等地的托阿尔期末到阿连期。在一个侵蚀不整合面上，上至中托阿尔阶粘土突然被非海相的中侏罗统砂所覆盖，具有局部快速的相变，预示着与同期断裂活动有关。

(4) 北大西洋南部的东、西缘（非洲西北部和 Scotia 陆架）区，以沉积间断和粗硅质碎屑沉积物的注入为特征的阿连期到巴柔期（Jansa 和 Wiedman，1982）。该事件应该能一

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

直延伸到北海和它的边缘（如 Yorkshire）。在那里，非海相的中侏罗统三角洲沉积突然与里阿斯统的海相粘土相接。也值得注意的是，在南英格兰地区阿连阶—巴柔阶的浅海石灰岩突然与里阿斯统的深海相页岩相接。

（5）智利和阿根廷的巴柔期（Riccardi，1983；Gröschke 和 Hillebrandt，1985）。

（6）Iberian 半岛西北部和爱尔兰海的近于牛津期。中侏罗统海相地层突然被非海相的红层所覆盖。在英伦三岛和“Iberia”两个地区，这种急剧的相变从大西洋边缘向外迅速消失。推测，这种变化可能与大西洋张开时伴生的掀斜断块的构造活动有关。

（7）美国西部内陆地区，早牛津期之后的海退与同向西逆冲和褶皱相伴生的隆起有关。

（8）智利和阿根廷的晚牛津期到启莫里期。较老的海相岩层突然被陆相含石膏的和火山碎屑的沉积物所覆盖。这可能与大陆边缘火山弧向西迁移有关（Hallam 等人，1986）。

表 14-2　在欧洲所发生的具有区域重要性的海退或变浅事件

1.“瑞替期”末
2.中辛涅缪尔期（*Raricostatum* 亚带）
3.辛涅缪尔期末
4.早普林斯期期末（Carixian）
5.阿连期末
6.早巴柔期末
7.巴通期末
8.早卡洛夫期末
9.卡洛夫期末
10.早牛津期末
11.中牛津期末
12.牛津期末
13.早启莫里期（*Mutabilis* 亚带）
14.中提通期

注：7、8、9、12、13 事件见 Gabilly 等人，1985。

图 14-10 为一条修订的侏罗纪海平面变化曲线图。该曲线与 Hallam（1978）所公布的曲线相比，除了正弦波形取代了尖嘴形外，最重要的差别是，巴柔期和托阿尔期不再被作为相对低水位期了。海平面长期上升的趋向，是从周期开始时的最低位出发，逐渐平稳上升，直到启莫里期及早提通期达到最高位，而不是在牛津期时就达到最高位。

四、与修订的 Exxon 曲线的比较

如果对图 14-1 和图 14-10 两条海平面变化曲线作一比较，不难看出，它们总体的趋势是极为相似的。两条曲线所描绘的海平面变化的旋回性均一定程度上类似于一条正弦曲线。进一步来看，本文所提出的 18 个全球海侵或者变深事件，与 Vail 等人（1984）所识别出的

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

全球 17 个不整合事件是非常接近的。尽管二者并非完全相对应。此外，两条曲线都描绘了发生在辛涅缪尔（Sinemurian），托阿尔（Toarcian），巴柔（Bajocian），卡洛夫(Callovian)，牛津（Oxfordian）和启莫里支（Kimmeridgian）期的重要海面上升事件。

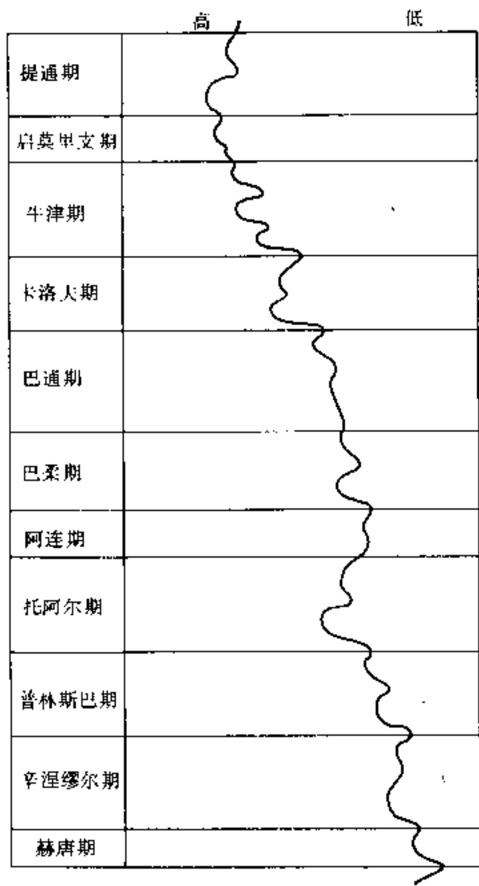


图 14—10 作者提出的侏罗纪海平面变化曲线图

这种取自于不同的基础资料得出的 18 个海侵事件和 17 个不整合事件之间的相似性，是令人鼓舞的，并且说明了真正的全球性（海平面变化）现象已经得到证实，虽然它还不完善。然而，(这二条曲线) 还有不少差异，需要我们去解释。正如已经指出的那样，Exxon 研究小组识别的 I 型不整合，在欧洲并非广泛地分布，重要的瑞替阶—赫唐阶（Rhaetian—Hettangian）不整合已从他们的表中漏掉了。正如 Hallam（1981）以前讨论的那样，全球地层证据充分地表明：侏罗纪的最低海平面发生在赫唐阶初期，而不是早辛涅缪尔期。在早辛涅缪尔、早托阿尔和早卡洛夫阶时期的海平面的上升，比 Exxon 曲线所指出的更迅速和更显著。造成 I 型不整合的阿连阶(Aalenian）海退（上述事件 3）可能是区域构造作用的结果。对于 Exxon 曲线中，启莫里支—提通阶部分出现的异常“噪音”，当然也属于同一种情况。该曲线所反映的这一部分周期，可能与上述所提到的壳块掀斜和断裂作用控制下的沉积作用有关，并不意味着一次异常快的海平面波动时期，我的结论是：Exxon 曲线是一条失真的侏罗纪海平面变化曲线，尽管它总体上还是准确的，这种失真或疏忽是由于不适当的生物地层对比和过低的估计了区域构造因素的重要性。

五、讨论和结论

如此多的与海侵、海退相关连的侏罗纪发生的变浅和变深事件能够在全球范围内识别这一事实，意味着该事件是具有全球性的。并且与 Mörner（1976，1981）所提出的大地水准面的在 10^6—10^7a 的规模上变化是对海平面变化主要控制因素的观点相悖。这一时间规模的大地水准面变化是否可以在理论上而不是经验基础上予以排除是地球物理学家的事，但是，似乎更合理的观点是，海平面变化的全球模式中一些区域性异常，可能是由于构造活动作用所致。例如：Cloetingh 等人（1985）曾经提出过一个构造模型，在该模型中，沿着年轻大陆边缘所发生的区域性海平面变化，是由岩石圈内的水平应力与由于沉积物负载作用而产生的垂向挠曲的相互作用引起的。

为了取得更进一步进展，对世界大部分地区的盆地进行综合分析是很有必要的。此外，更高

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

质量的数据也是需要的。Hallam（1975）计算出在侏罗纪时有一个接近150m的长期的海平面的上升。这一结果是根据大陆上海相沉积物的分布面积增加和Hays与Pitman（1973）的工作而得出的，他们认为，大陆相对高度的变化，应该是平均海洋深度一定变化的结果。他们得出一个近似的数据，即从晚白垩世的高水位以来，由于洋脊体积的减少，海平面下降约500m。

自白垩纪高水位以来，海平面长期下降的估算值变化很大，从大约100m到大约650m。由于Pitman（1978）根据洋中脊体积变化所修正的估计值为350m，大体上在上述范围的中间。因此，我采用了Pitman的估计值作为显生宙海平面变化曲线的标尺（Hallam，1984），同时也假定，大陆的标高不随时间发生显著变化。考虑到板内洋隆和洋脊的沉降这个最新的估计值大概是250m（C.G.A.Harrison，个人通讯，1986），对于侏罗纪的海平面缓慢上升，这个值应当相应减少到近100m，该数值是Vail等人根据海岸上超的资料推断得出。

无论是用哪一种海平面变化曲线（图14—1，图14—10）均表明，叠置在这个长周期海平面变化趋势线之上的是一系列平均持续时间大约为4Ma的海平面升降周期。由于全球海平面变化周期的起因至少是这些周期中的某些周期的起因的证据确凿，因此可望对海平面变化幅度及海平面变化速率作最佳可能的估值。这些就必定会对海平面变化的控制因素机理是由哪种因素占主导地位，产生重大影响。目前来看，我还不能对我原来的估计（Hallam，1981），即每千年海平面变化幅度为几米到十几米和变化速率为几厘米的观点，提出更好的改进。该值比Pitman（1978）所计算的，因大洋脊的增生和衰减而产生的海平面变化速率的最大值1cm／10^3a略高一点。

（雷清亮译）

参考文献

ADAMS, A. E., 1979, Sedimentary environments and palaeogeography of the western High Atlas, Morocco, during the Middle and Late Jurassic: Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, v. 28, p. 185–196.

BALKWILL, H. R., COOK, D. G., DETTERMAN, R. L., EMBRY, A. F., HÅKANSSON, E., MIALL, A. D., POULTON, T. P., AND YOUNG, F. G., 1983, Arctic North America and Northern Greenland, *in* Moullade, M., and Nairn, A. E. M., eds., The Phanerozoic Geology of the World, the Mesozoic, B: Elsevier, Amsterdam, p. 1–31.

BAYER, U., ALTHEIMER, E., AND DEUTSCHLE, W., 1985, Environmental evolution in shallow epicontinental seas: Sedimentary cycles and bed formation, *in* Bayer, U., and Seilacher, A., eds., Sedimentary and Evolutionary Cycles: Springer-Verlag, Berlin, p. 347–381.

BRANDT, K., 1985, Sea-level changes in the Upper Sinemurian and Pliensbachian of southern Germany, *in* Bayer, U., and Seilacher, A., eds., Sedimentary and Evolutionary Cycles: Springer-Verlag, Berlin, p. 113–126.

CALLOMON, J. H., 1979, Marine boreal Bathonian fossils from the northern North Sea and their palaeogeographic significance: Proceedings of the Geological Association, v. 90, p. 163–169.

———, 1984, A review of the biostratigraphy of the post-Lower Bajocian Jurassic ammonites of western and northern North America: Geological Association of Canada Special Paper 27, p. 143–174.

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

Cameron, B. E. B., and Tipper, H. W., 1985, Jurassic stratigraphy of the Queen Charlotte Islands, British Columbia: Geological Survey of Canada Bulletin, 365, p. 1–49.
Cloetingh, S., McQueen, H. and Lambeck, K., 1985, On a tectonic mechanism for regional sealevel variations: Earth and Planetary Science, Letters, v. 75, p. 157–166.
Corbin, S. G., 1980, A facies analysis of the Lower-Middle Jurassic boundary beds of north-west Europe: Unpublished Ph.D. Dissertation, University of Birmingham, England, 248 p.
Donovan, D. T., Horton, A., and Ivimey-Cook, H. C., 1979, The transgression of the Lower Lias over the northern flank of the London Platform: Journal of the Geological Society of London, v. 136, p. 165–173.
Einsele, G., 1985, Response of sediments to sea-level changes in differing subsiding storm-dominated marginal and epeiric bands, *in* Bayer, U., and Seilacher, A., eds., Sedimentary and Evolutionary Cycles: Springer-Verlag, Berlin, p. 68–97.
Embry, A. F., 1982, The Upper Triassic-Lower Jurassic Heiberg deltaic complex of the Sverdrup Basin: Canadian Society of Petroleum Geologists Memoir 8, p. 189–217.
Enay, R., 1980, Indices D'emersion et d'influences continentales dans l'Oxfordian supérieur-Kimmeridgien inférieur en France: Interpretations paléogéographiques et consequences paléobiogéographiques: Bulletin du Societé. Geologique de France, v. 7, p. 581–590.
Gabilly, J., Cariou, E., and Hantzpergue, P., 1985, Les grandes discontinuites stratigraphiques au Jurassique: Témoins d'évènements eustatiques, biologiques et sedimentaires: Bulletin du Societé Geologique de France, v. 8, p. 391–401.
Gröschke, M, and von Hillebrandt, A. 1985, Trias und Jura in der mittleren Cordillera Domeyko von Chile (23°30′–24°30′), Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie Abhandlungen, v. 170, p. 129–166.
Hallam, A. 1960, The White Lias of the Devon Coast: Proceedings of the Geological Association, v. 71, p. 47–60.
———, 1969, A pyritised limestone hardground in the Lower Jurassic of Dorset (England): Sedimentology, v. 12, p. 231–240.
———, 1975, Jurassic Environments: Cambridge University Press, Cambridge, England, p. 269.
———, 1978, Eustatic cycles in the Jurassic: Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, v. 23, p. 1–32.
———, 1981, A revised sea-level curve for the early Jurassic: Journal of the Geological Society of London, v. 138, p. 735–743.
———, 1984, Pre-Quaternary changes of sea level: Annual Review of Earth and Planetary Science, v. 12, p. 205–243.
———, and Sellwood, B. W., 1976, Middle Mesozoic sedimentation in relation to tectonics in the British area: Journal of Geology, v. 84, p. 302–321.
———, Biró-Bagóczky, L., and Perez, E., 1986, Facies analysis of the Lo Valdés Formation (Tithonian-Hauterivian) of the High Cordillera of Central Chile, and the palaeogeographic evolution of the Andean Basin: Geology Magazine, v. 123, p. 425–435.
———, and Maynard, J. B., 1987, The iron ores and associated sediments of the Chichali Formation (Oxfordian to Valanginian) of the Trans-Indus Salt Range, Pakistan: Journal of the Geological Society of London, v. 144, p. 107–114.

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

HAQ, B. U., HARDENBOL, J. AND VAIL, P. R., 1987, Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic: Science, v. 235, p.1156–1167.
HAYS, J. D., AND PITMAN, W. C., 1983, Lithospheric plate motion, sea level changes and climatic and ecological consequences: Nature, v. 246, p. 16–22.
JANSA, L. F., AND WIEDMANN, J., 1982, Mesozoic-Cenozoic development of the eastern North American and northwest African continental margins: A comparison, *in* Von Rad, U., Hinz, K., Sarnthein, M., and Seibold, E., eds., Geology of the Northwest African Continental Margin: Springer-Verlag, Berlin, p. 215–269.
JENKYNS, H. C., AND CLAYTON, C. J., 1986, Black shales and carbon isotopes in pelagic sediments from the Tethyan Lower Jurassic: Sedimentology, v. 33, p. 87–106.
LIVNAT, A., FLEXER, A. AND SHAFRAN, N., 1986, Mesozoic unconformities in Israel: Characteristics, mode of origin and implications for the development of the Tethys: Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, v. 55, p. 189–212.
LOUGHMAN, D. L., 1982, A facies analysis of the Triassic-Jurassic boundary beds of the world, with special reference to north-west Europe and the Americas: Unpublished Ph.D. Dissertation, University of Birmingham, England, 302 p.
MCGHEE, G. R., AND BAYER, U., 1985, The local signature of sea-level changes, *in* Bayer, U., and Seilacher, A., eds., Sedimentary and Evolutionary Cycles: Springer-Verlag, Berlin, p. 98–112.
MERTMANN, D., 1986, Die regressive Faziesentwicklung im Ober-Toarcium/Aalenium der NW-Iberischen Ketten, Spanien: Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie Abhandlungen, v. 173, p. 1–46.
MÖRNER, N.-A., 1976, Eustasy and geoid changes: Journal of Geology, v. 84, p. 123–151.
———, 1981, Revolution in Cretaceous sea-level analysis: Geology, v. 9, p. 344–346.
MORTON, N., 1987, Jurassic subsidence history, N.W. Scotland: Marine and Petroleum Geology, v. 4, p. 226–242.
PEDERSEN, G. K., 1985, Thin, fine-grained storm layers in a muddy shelf sequence: An example from the Lower Jurassic in the Stenlille 1 well, Denmark: Journal of the Geological Society of London, v. 142, p. 357–374.
PHELPS, M., 1985, A refined ammonite biostratigraphy for the Middle and Upper Carixian (*Ibex* and *Davoei* zones, Lower Jurassic) in northwest Europe and stratigraphic details of the Carixian-Domerian boundary: Geobois, v. 18, p. 321–362.
PITMAN, W. C., 1978, Relationship between eustasy and stratigraphic sequences of passive margins: Geological Society of America Bulletin, v. 89, p. 1389–1403.
RICCARDI, A. C., 1983, The Jurassic of Argentina and Chile, *in* Moullade, M., and Nairn, A. E. M., eds., The Phanerozoic Geology of the World, the Mesozoic, B: Elsevier, Amsterdam, p. 201–263.
SELLWOOD, B. W., AND JENKYNS, H. C., 1975, Basins and swells and the evolution of an epeiric sea (Pliensbachian-Bajocian of Great Britain): Journal of the Geological Society of London, v. 131, p. 373–388.
SURLYK, E., 1978, Submarine fan sedimentation along fault scarps on tilted fault blocks (Jurassic-Cretaceous boundary, east Greenland): Groønlands Geologiske Undersoøgelse Bulletin, v. 128, p. 1–108.
———, AND CLEMMENSEN, L. B., 1983, Rift preparation and eustasy as controlling factors during Jurassic inshore and shelf sedimentation in northeastern East Greenland: Sedimentary Geology, v. 34, p. 119–143.

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

———, AND LARSEN, H. C., 1981, Post-Paleozoic evolution of the East Greenland continental margin: Canadian Society of Petroleum Geologists memoir 7, p. 421–436.
TALBOT, M. R., 1973, Major sedimentary cycles in the Corallian Beds: Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, v. 14, p. 293–317.
TAYLOR, D. G., SMITH, P. L., LAWS, R. A., AND GUEX, J., 1983, The stratigraphy and biofacies trends of the Lower Mesozoic Gabbs and Sunrise formations, west-central Nevada: Canadian Journal of Earth Sciences, v. 20, p. 1598–1608.
VAIL, P. R., HARDENBOL, J., AND TODD, R. G., 1984, Jurassic unconformities, chronostratigraphy and sea-level changes from seismic stratigraphy and biostratigraphy *in* Schlee, J. S., ed., Interregional Unconformities and Hydrocarbon Accumulation: American Association of Petroleum Geologists Memoir 36, p. 129–144.
———, MITCHUM, R. M., JR., TODD, R. G., WIDMIER, J. M., THOMPSON, S., III, SANGREE, J. B., BUBB, J. N., AND HATLELID, W. G., 1977, Seismic stratigraphy and global changes of sea level, part 2: Application of seismic reflection configuration to stratigraphic interpretations, *in* Payton, C. E., ed., Seismic Stratigraphy—Applications to Hydrocarbon Exploration: American Association of Petroleum Geologists Memoir 26, p. 49–212.
———, AND TODD, R. G., 1981, Northern North Sea Jurassic unconformities, chronostratigraphy and sea-level changes from seismic stratigraphy, *in* Illing, L. V., and Hobson, G., eds., Petroleum Geology of the Continental Shelf of North-West Europe: Heyden, London, p. 216–235.
VAN HINTE, J. E., 1978, Geohistory analysis—Application of micropaleontology in exploration geology: American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v. 62, p. 201–222.
WALLEY, C. D., 1983, The palaeoecology of the Callovian and Oxfordian strata of Majdal Shams (Syria) and its implications for Levantine palaeogeography and tectonics: Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, v. 42, p. 323–340.
———, 1985, Depositional history of southern Tunisia and northwestern Libya in Mid and Late Jurassic time: Geological Magazine, v. 122, p. 233–247.
WANG, Y.-G., AND SUN, D.-L., 1985, The Triassic and Jurassic paleogeography and evolution of the Qinghai-Xizang (Tibet) Plateau: Canadian Journal of Earth Sciences, v. 22, p. 195–204.
WINTERER, E. L., AND BOSELLINI, A., 1981, Subsidence and sedimentation on Jurassic passive continental margin, Southern Alps, Italy: American Association Petroleum Geologists Bulletin, v. 65, p. 394–421.

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

第十五篇　墨西哥湾沿岸和阿拉伯东南部早白垩世海平面曲线

R. W. Scott, S. H. Frost, B. L. Shaffer

摘要　墨西哥湾沿岸地区（以下称湾岸地区）的三条地表和地下剖面与阿曼的三条相应剖面作了对比，细致的化石延续时限和图示对比方法产生了生物地层学数据库，它能与地质年表相关联。

在湾岸盆地和阿拉伯地台东南发生的两次相对海平面上升事件是同时的，它们可能代表了全球海平面上升。阿普第期内的上升大约开始于115.8Ma，它在许多地方反映为岩性剧变，海底硬地或上超。从115.2Ma到113.9Ma持续为深水沉积。森诺曼期内的海平面上升大约开始于94.6Ma。在阿曼，这次上升局部地区表现为碳酸盐岩陆架沉没后形成的海底硬地；在湾岸地区上倾方向阿尔比期至早森诺曼期的浅海碳酸盐岩陆架之上，沉积了中森诺曼期近海的和三角洲的沉积物；在湾岸地区下倾方向，这次海平面上升事件要么在深水泥岩中未被识别出来，要么表现为浅水碳酸盐岩沉积物的沉没。第三个也就是在阿尔比期内即104.3Ma时发生的海平面上升事件，可能也是全球性的海平面上升，不过这尚需要在其它构造环境中得到证实。

一、前　　言

很多作者曾经提出过早白垩世的相对海平面变化曲线（图15-1）。最早的曲线之一相当于带有全球海平面变化和美国西部内陆盆地强烈的火山活动时期的海进—海退旋回曲线（Kauffman，1977、1984）。Vail等人的曲线实际上展示的是地震层序的相对海岸上超，而非全球海平面变化曲线（Pitman，1978）。Caldwell（1984）对加拿大内部所作的曲线和McFarlan（1977）对湾岸所作的曲线，显然仅表示间接与海平面有关的海进、海退事件。得克萨斯中部San Marcos台地上的白垩系剖面的海平面曲线，部分反映了全球海平面变化，部分是沿构造带的局部性沉降（Young，1986）。其它曲线都是以水深为基础，根据水深可以推出海平面变化（Rey，1982；Harris等，1984；Longoria，1984；Flexer等，1986）。模拟研究表明，实际的全球性海平面变化与水深和海岸上超曲线有点不同步（T.A.Cross，1986；Haq等，1987；Posamentier和Vail，本卷）。

取自不同盆地的曲线中的少数始终一致的趋势（图15-1）表明，这些变化可能反映全球性海平面变化，尽管高、低水位期的准确时代尚未确定。凡兰吟期的一个海进峰，除两条曲线以外，其余所有曲线中都存在。第二个重要的海进在早阿普第期，见于所有剖面中，尽管在每条剖面中存在不同的相。第三个广泛分布的海进，在晚阿尔比期出现，随后是森诺曼早期的广泛的相对下降。这三次海平面相对变化，很可能反映了三次早白垩世的全球海平面上升。不过峰的年代仍待准确地确定。如果本卷中其它作者所做的海平面模拟是正确的话，紧随加深事件和海岸上超峰的是高水位期。这些早白垩世事件曲线中的其它波动，很可能反

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

映了局部的、盆地内的沉降速率和（或）沉积速率的变化。在这些曲线中各个峰的时代上的某些差异，可能起因于鉴别亚期边界中所采用的标准不同。比如在墨西哥东部，薄片中浮游有孔虫不多，这些边界的位置可以放在剖面中的数十米范围之内（Longora，1984）。在阿曼，少数底栖有孔虫和超微浮游生物出现于特定相带，总的延时范围不能确定（Harris 等，1984）。在湾岸地区的边界部分是建立在局部分布的菊石类之基础上。在加拿大西内部盆地，采用的是不同的菊石。还需要一个更精确的剖面对比和统一的确定边界位置的方法。

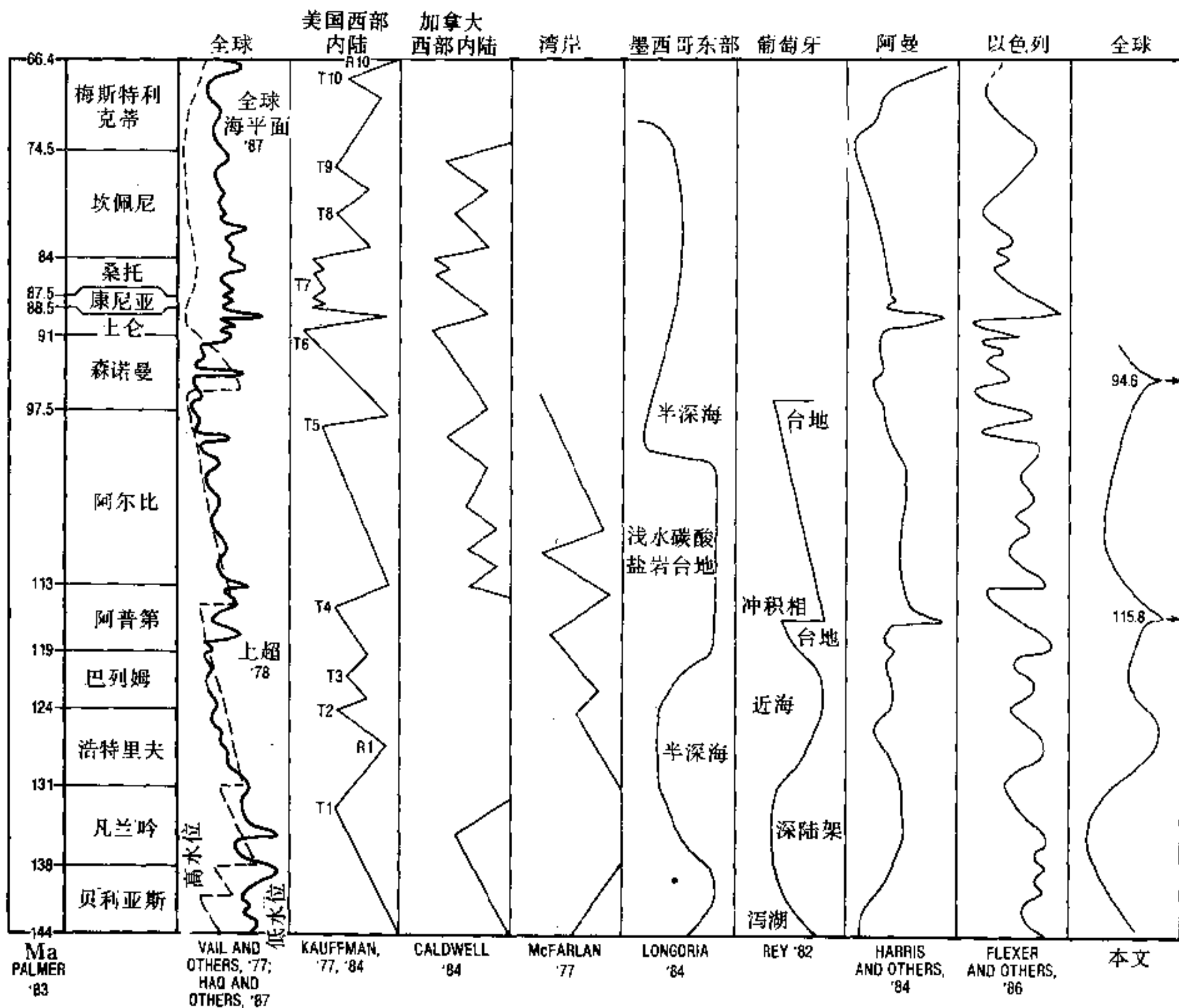


图 15—1　白垩纪海平面或古水深曲线的比较

注意 1978 年海岸上超曲线与 1987 年 Haq 等人的全球海面变化曲线间的差别。

曲线的对比据阶的对比作用，不是根据年龄

在本项研究中，对每条剖面都用常规沉积岩石学和古生态学标准（Frost 等，1983；Harris 等，1984；Connally 和 Scott，1985；Simmos 和 Hart，1987）确定了古水深曲线。

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

这些水深是相对的而非绝对的。生物地层学标准被用来确定亚期边界，尽管由于化石恢复中的差距使这些边界通常并非精确。在所测量的剖面和钻井样品中鉴定了超微浮游生物、超微锥类（*nannoconids*）、*Calpionellids*、底栖和浮游有孔虫和钙藻。根据相距3到10m间隔的大量样品的分析确定了化石的延续时间。Palmer（1983）及Kent和Gradstein（1985）的绝对年龄表被用于亚期边界，以提供速率的估算。

地区性水深相对变化之全球海平面变化性的有用检验方法，是在其它盆地中和其它大陆上类似事件的同时性（Hancock 和 Kauffman，1979；Matsumoto，1980；Mörner，1980）。不过任意一对相对变化间的同时性也可以用偶然性来解释。

在两个相离很远相对稳定的碳酸盐岩台地：即美国墨西哥湾沿岸地区和阿拉伯半岛的剖面被选来检验加深事件的对比关系（图15-2）。北美湾岸盆地在早白垩世发育非常大的碳酸盐岩台地（Bay，1977；McFarlan，1977；Young，1983；Scott，1984）。碳酸盐岩沉积体系首先发育于牛津期，在巴列姆—阿普第期再次发育，并在范围上逐步扩大，一直到阿尔比期。贝利亚期—凡兰吟期，仅局部沉积了碳酸盐岩沉积体系（"棉谷"、"Adoue"和"Knowles"灰岩）。它们分布不广泛是由于局部性高速率的碎屑物沉积。三个地区的剖面提供了对相序和生物地层延续时代的极好控制。墨西哥东部蒙特雷南面的Santa Rosa峡谷剖面（图15-4）以连续出露的深水相跨过贝利亚斯至森诺曼阶，其下过渡为La Casita组的近滨陆架相（Blauser 和 McNulty，1980；Ice 和 McNulty，1980；Ross 和 McNulty，1981）。该剖面为两个沉积间歇所分开，表现为下伏灰岩与上覆黑灰色薄层页岩截然接触。在得克萨斯南部，一系列取心钻井证实相序为礁前陆架灰泥岩或粒泥灰岩到珊瑚—厚壳蛤礁粘结岩或泥粒灰岩（Bebout 及 Loucks，1974；Bebout 等，1977）。在得克萨斯北部，一系列露头叠加起来代表早—晚阿尔比期从滨海、碳酸盐岩和陆源砂混合沉积到陆架盆地页岩和灰岩的层序（Scott 等，1978）。

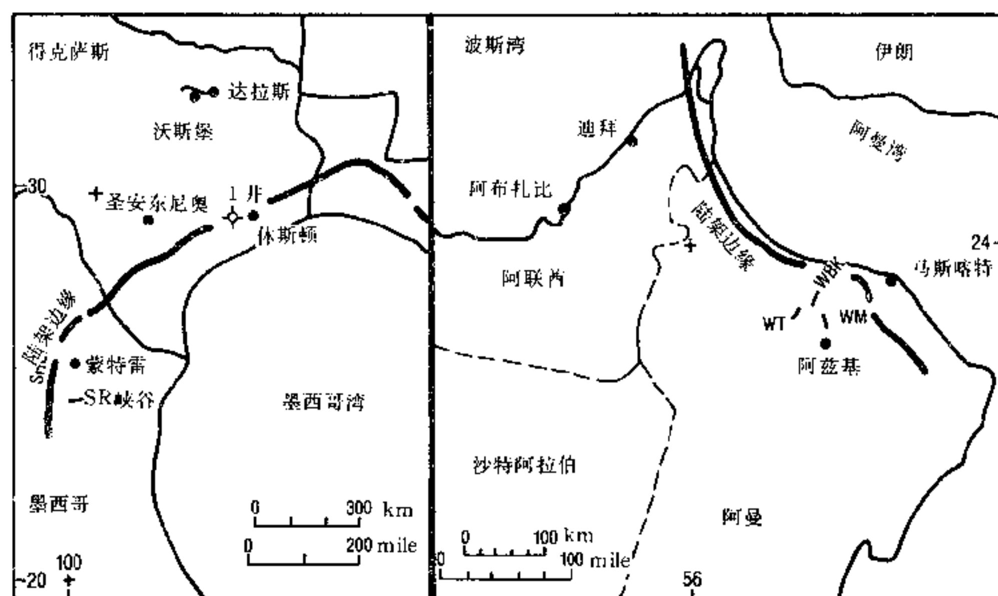


图15-2 得克萨斯—墨西哥湾沿岸（左）和阿拉伯地台东南（右）位置图，表示所研究的剖面

SR—Santa Rosa 峡谷；壳牌公司 Chapman 1号井—Fort Worth 附近的 Trinity River Composite；WT—Wadi Tanuf；WBK—Wadi Bani Kharus；WM—Wadi Maidin

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

早白垩世全球海平面波动和得克萨斯湾岸对应地层

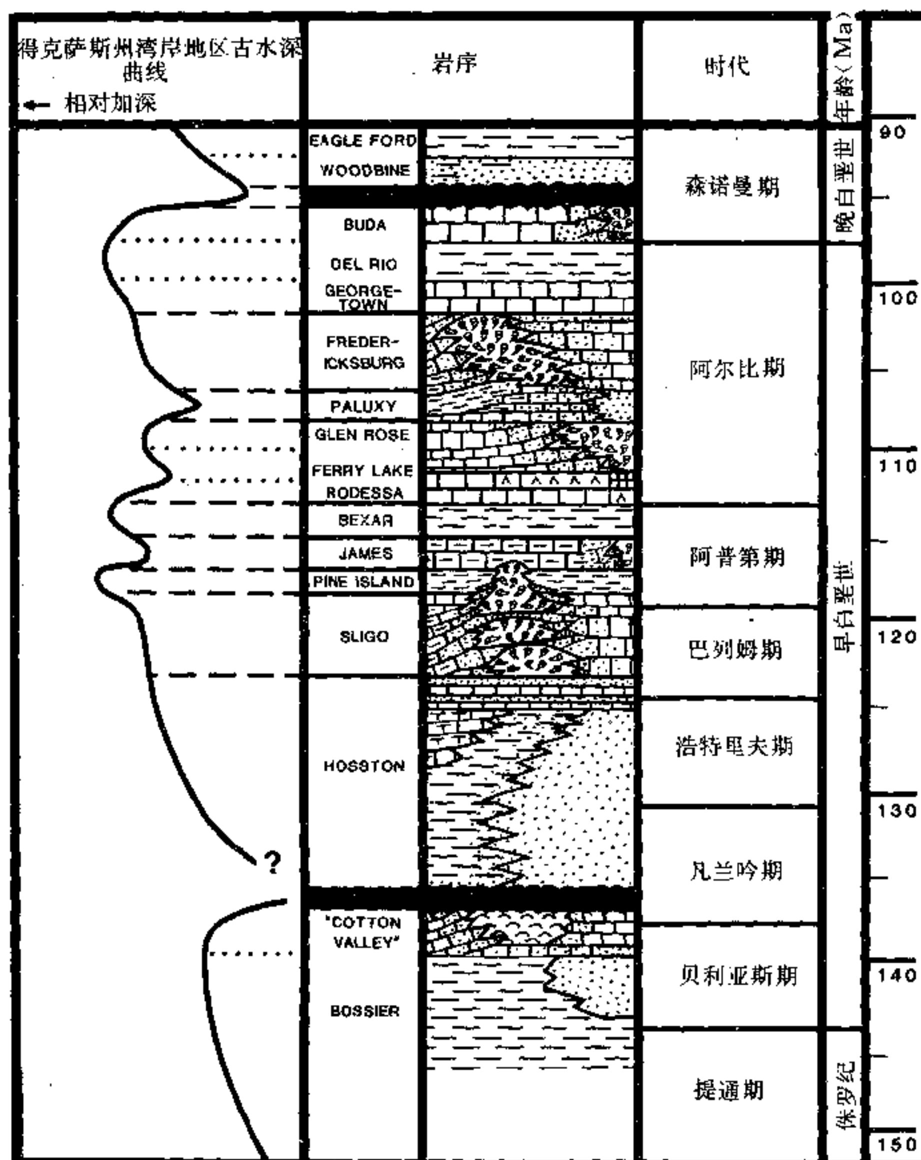


图 15-3 根据古水深曲线作出的德克萨斯湾岸地区的早白垩世全球海面变化曲线和相应的组

在阿拉伯东南部，测制了下白垩统的大量剖面，许多井穿透了下白垩统地层（图15-5)。阿曼山脉的三个露头用复合标准作图和对比,以表示主要地层事件。Harris 等(1984)及 Simmons 和 Hart(1987)最近考察了该区下白垩统的地层学。东阿拉伯半岛从二叠纪至中白垩世大约 170Ma 的时间里是个稳定的碳酸盐岩台地(Saint Marc，1978；Murris，1980)。因而全球海平面变化有可能记录于这些地层中。下白垩统 Rayda—Salil 组，是海平面上升期间沉积的深水陆架碳酸盐岩(Connally 和 Scott，1985)。石灰岩的上覆层序直到 Shuaiba 组代表着浅水陆架沉积。Shuaiba 组的顶为广泛分布的不整合面，该面局部为钻孔扰动的海底硬地。上覆 Nahr Umr 组，由页岩和小圆片虫灰岩组成，它们向上递变为主要是浅水陆架的 Natih 组灰岩。Jabal Akhdar 的 Wadi Bani Kharus 处的剖面顶部断掉了，Natih 组准确的底部难于确定。Natih 组之顶是另一个区域性不整合面，局部表现为钻孔扰动的海底硬地，其上覆以上白垩统陆源碎屑岩，即前陆盆地体制下沉积的 Aruma 群。

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

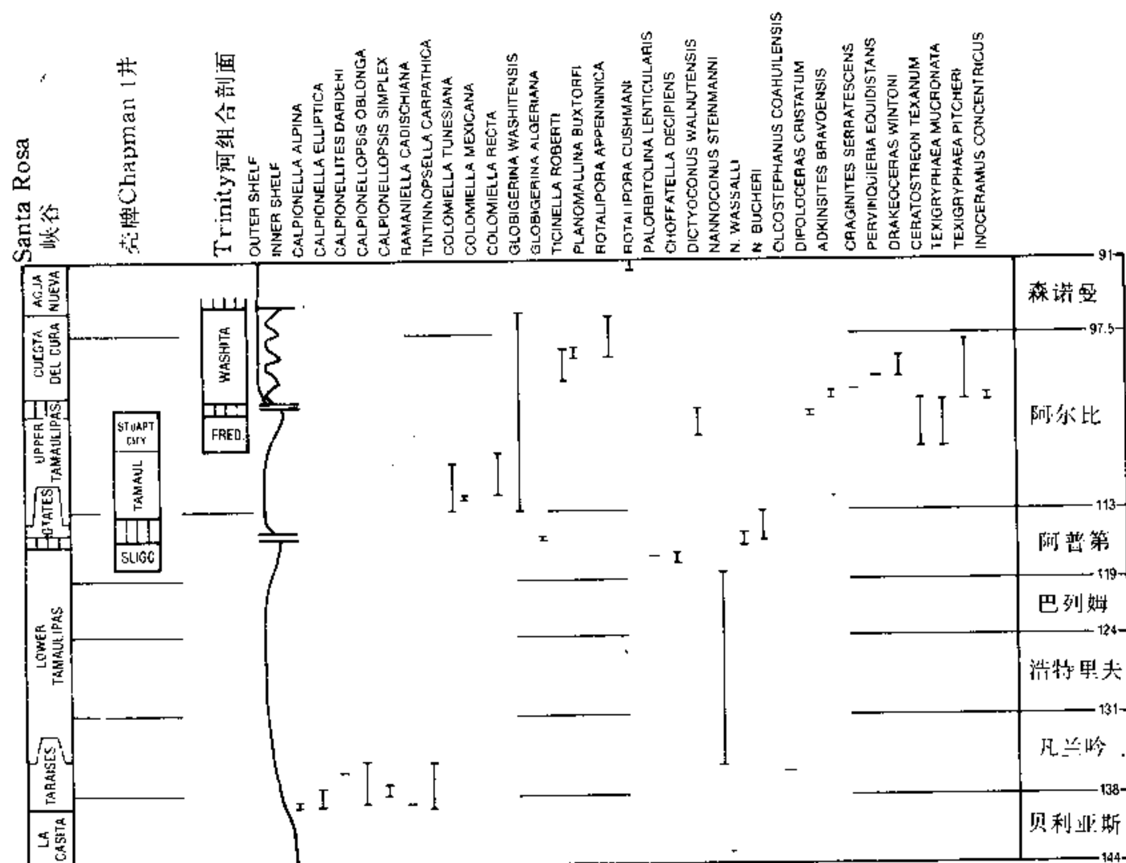


图 15-4 湾岸区的古水深曲线，取自布置在陆架外、陆架边缘和陆架内的三条剖面

剖面对比中用到的标准化石延时带给出了由综合标准地层单位换算出的年龄

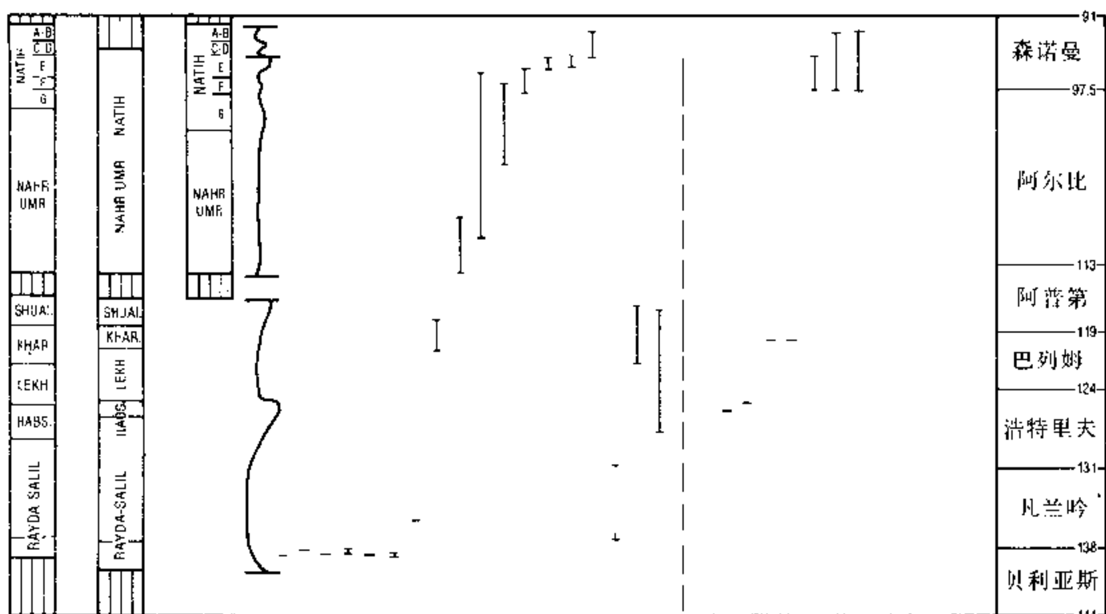


图 15-5 阿拉伯地台东南的古水深曲线，据阿曼山脉刚好在陆架边缘后面的三条剖面得出。标准化石延时带见图 15-4

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

二、年代地层学

在6条参考剖面上的不整合面的时代确定必须建立在一个比把年龄内插于化石带的边界上更准确的方法的基础上。我们采用Shaw（1964；Miller 1977）的图解对比法。该法能在一些认真测量和采样的剖面上产生准确的化石延时数据库。通过两条地层剖面上化石延时带的一级交会建立了一个复合标准数据库。其结果是一张延时带表，它的刻度与参考剖面的厚度成比例。随后的剖面通过交会这些原始的延时带数据绘出。延时范围可以被扩大或加入新的属种，直到新剖面不再引起延时带的变化为止。第一作者曾总结过一个复合标准数据库，它包括墨西哥湾岸区、欧洲、北非、黎巴嫩、阿曼、阿联酋和大西洋盆地的60个露头和井的资料。为了所选参考剖面中的复合这个数据库，标绘了有孔虫、超微浮游生物，Calpionellids、菊石类、双壳类、珊瑚、甲藻类、孢子、花粉等1200以上的属种，这些精选的参考剖面或者由Amoco公司专职人员分析鉴定，或者选自文献。

6条湾岸区和阿拉伯参考剖面（图15–4，图15–5）被标绘到这个数据库来，它们的时间跨度从贝利亚斯期到森诺曼期。按照复合标准单位确定了化石延时带、地层接触面和不整合面的相对年龄。然后用把复合标准年代尺交会于绝对年龄尺（Palmer，1983）的方法将这些单位转换成百万年表示的绝对年龄。把复合标准单元转化为年的一条对比线依据以下两点：91Ma为森诺曼阶顶；97.5Ma为阿尔比阶顶。这一对比线使得早白垩世其它各阶的边界之年龄为由Palmer（1983）推断的年龄，其中假定每个阶为5—7Ma。欧洲标准参考剖面上用古生物学标准鉴定的阶的边界也绘进复合标准结果中，它们与Palmer的结果在年龄上稍有差别。但本项研究之目的并非准确时比阶的边界。

图15–4和图15–5中化石的延时范围是转化为百万年的复合标准中的延时带。它们是确定6条剖面之对比关系的化石属种。这些延时带在复合数据库中相互关联，也是该复合标准之可靠性、准确性和完善性的标志。某些属种的延时范围可能比这显示的更长一些，但有这样情况的剖面未被绘到标准中去。

1.墨西哥Santa Rosa海底峡谷剖面

墨西哥蒙特雷南约110km（65mile）Santa Rosa峡谷下白垩统剖面由1310m（4300ft）内陆架到外陆架的沉积组成，代表着从提通阶到土仑阶几乎连续的沉积（Diaz和Antonio Rios，1959；图15–4）。从1959年开始提出岩性地层分类方案，之后不断得到修正。我们采纳了Ross和McNulty（1981）所用的修正方案。薄片中的化石延时带和一些菊石类的延时带是Blauser和McNulty（1980）、Ross和MCNulty（1981）及Ice和McNulty（1980）确定的。该剖面被标绘到复合标准中了。采用的是如图15–4所示的标准化石，这些化石在特提斯多达10条的其它剖面中也存在。从露头以及从这张图上都可以看到两个不整合，它们在Tamanlipas组Otates段的底和Cuesta del Cura组的底。两个接触面是截然的，后者借一个30cm厚的黑色页岩层加以区分（C.I.Smith，私人通讯，1985）。

2.得克萨斯陆架边缘

在得克萨斯州Waller县壳牌公司Chapman1井中，在巴列姆阶至阿尔比阶的层段取了心（Bebout和Loucks，1970）。1070m（3500ft）厚的剖面中Sligo组陆架浅水沉积为礁前深水陆架沉积物所覆，再向上递变为陆架边缘相的Stuart City组。类似剖面在得克萨斯州Bee县亦有报导（Cook，1979）。这里第一次发表了剖面中的标准微体化石。它们代表着由

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

Trejo (1975) 和 Coogan (1977) 所描述的层序的一部分。在 Sligo 组顶和 Stuart City 组顶的两个不整合面均未取心。Sligo—Pearsall 间断很短，如图所示。Stuart City—Austin 间断是一个重要的岩性变化，并为覆盖在中阿尔比阶化石带上上白垩统化石带所佐证。这些间断也为上覆地震层序的上超关系所证实。

3.得克萨斯州北部

Trinity 河组合剖面由从 Fort Worth 到 Grayson Bluff 的一系列路切和河切的露头构成。其大部分已为 Perkins (1961) 和 Scott 等 (1978) 所描述。在 Fredericksburg 群的 Goodland 灰岩和 Washita 群的 Kiamichi 页岩之间的清晰不整合面的标志是一个具生物钻孔的、铁染色的海底硬地 (Scott 等，1978)。化石延时带形成一个明显的台阶，指示着一个不完全的岩性剖面。在 Washita 群顶、Budu 灰岩为 Woodbine 组所覆盖。这是一个侵蚀接触面，其起伏可达 10m。

4.阿曼山脉

在阿曼 Jabal Akhdar 的三个露头 (图 15-5) 出现了下白垩统的地层和主要的沉积间断。阿拉伯台地东南不同地方追加的 60 个露头和岩芯的岩性和古生物分析，充实和完善了这个地层层序 (Harris 和 Frost，1984; Simmons 和 Hart，1987; Frost 和 Shaffer，待发表)。Connally 和 Scott (1985) 回顾了 Wadi Bani Kharus 处剖面的地层命名，其基础是 Glennie 等(1974)的研究。Connally 和 Scott 测量了 Wadi Tanuf 剖面，Scott 提出的生物地层分层建立在薄片分析基础之上。Wadi Miadin 剖面对阿曼石油开发公司的地质学家来说是一条区域性参照剖面，Swansea 大学的 J.D.Smewing 为 Amocs 公司测量了该剖面。上述结果已为我们自己的资料和解释所证实。Scott 所获得的生物地层学成果尚未发表。在露头和复合标准图上，4 个主要沉积间断十分明显。在白垩系与侏罗系接触面上和桑托阶与森诺曼阶接触面上出现重大侵蚀，而 Nahr Umr 与 Shuaiba 接触面和 Natih 内部 E 段和 D 段之间沉积间断为海底硬地。

Shuaiba 和 Nahr Umr 间界面在西阿曼和阿布扎比明显变为整合。一组上阿普第阶微锥类存在于 Nahr Umr 页岩底部 (Shaffer，待发表)。在阿布扎比的 Shuaiba 组的 Bab 段中据报导有上阿普第菊石类 (Alsharham，1985; Hassan 等，1975)。这意味着从 Shuaiba 组到 Nahr Umr 组沉积是连续的。

三、海侵事件的对比

湾岸地区两个不整合与阿曼的两个沉积间断即阿普第阶内部间断和森诺曼阶内部间断是同步的。阿普第阶内部间断在湾岸区为下伏 Sligo 灰岩或下 Tamaulipas 段与上覆 Pearsall、Otates 和 La Pena 组之间的接触面。跨过此界面的岩性变化代表着从清澈浅水体到混浊深水体的变化。根据作图对比，间断的时间长达 50 万年，从 115.8—115.2Ma。在这些地点未见下伏滨外地层的侵蚀证据。不过 Sligo 组中某些胶结物指示其曾暴露于大气潜水环境 (Moldovanyi 和 Lohmann，1984)。Pearsall 组之上倾方向的对应地层是 Hammett 页岩，它上超于 Sligo 组和老地层之上 (Lozo 和 Stricklin，1956; Stricklin 等，1971)。在 Sligo 组沉积时陆架边缘的下倾方向，地震剖面表明 Pearsall 组上超于 Sligo 组之上 (Tyrrell 和 Scott，1988; Frost，待发表)。这一证据表明 Sligo 组和其对应沉积相为一海平面的相对静止所终止。此时淡水更替了陆架边缘后方的 Sligo 组沉积物。随后是相对海平面上升，在早

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

阿普第晚期无论在陆架还是礁前陆架上均恢复了泥质沉积。

阿普第晚期，湾岸地区海平面的相对下降以阿普第阶上部在上倾方向的前积 CowCreek 灰岩和下倾方向的 James 灰岩为代表，它们是清澈浅水陆架碳酸盐岩（Young，1986）。这指示下列几种变化中的一种出现了：短暂的全球海平面下降或短暂的静水期，短暂的盆内上翘或沉降速率下降。这套灰岩沉积后，跟着是阿普第末期水体再次相对变深，下倾方向以 Pearsall 组顶部的 Bexar 页岩段为代表。

阿普第期内沉积间断在阿曼东部持续时间最长，开始于约 116.1Ma，沉积恢复约在 113.9Ma，最大持续时间约 2.2Ma。持久的沉积间断向西可能消失了。在此界面上，下伏 Shuaiba 组和上覆 Nahr Umr 组显示出沉积机制从清澈浅水陆架向更深水多泥陆架的截然变化。Shuaiba 组代表着浅水碳酸盐陆架上的沉积（Frost 等，1983）。沉积之后，陆架局部暴露于大气潜水环境（Harris 等，1984）。侵蚀作用仅是很有限的，并以 Nahr Umr 组底部岩层中的少量石灰岩碎屑为代表。上覆小圆片虫粘土岩和灰泥岩的沉积作用持续着，以重复交替的方式占据了阿尔比阶的大部分。尽管在阿尔比期内部几个截然的岩层面可能指示有短暂的沉积间歇，但阿尔比期内有沉积间断尚未得到确认。目前阿拉伯盆地东南部的证据目前已指示在晚阿普第期有一个重要的海平面上升。在东部边缘，沉积作用的恢复晚于湾岸区约 1Ma。可是 Shuaiba 组沉积与 Sligo 组沉积差不多同时停止，即 116.1Ma 和 115.8Ma。

在湾岸区剖面中阿尔比期内沉积间断广泛分布，并标志着 Fredericksburg 群和 Washita 群之间的接触面（Lozo 和 Stricklin，1956；Scott 等，1978；Young，1986）。同期的间断在阿曼尚未确认，尽管 Harris 和 Frost（1984）曾提出在 Nahr Umr 组和 Mauddud 组之间有一晚阿尔必期沉积间断。在科曼奇陆架上，该间断局部为 Kiamichi 组之下的硬地或固结地面，Kiamichi 组上超于 Fredericksburg 群之上。在陆架边缘的一些局部构造上，不同程度地缺失一些层段。例如在壳牌 Chapman1 井中的陆架边缘，该接触面为土仑阶顶部到康尼亚阶的 Austin 白垩所覆盖。在礁前深水陆架上该间断突变，并为黑灰色阿尔比阶到森诺曼阶粘土岩所覆盖。与 Sligo—Pearsall 接触面同样该界面代表着一个陆架上的剧烈水体加深和水体条件的改变。该沉积间断在陆架上持续时间约 1Ma，按这些剖面上时间单元的平均值计算约从 104.3 至 103.3Ma。该不整合可能代表着一次全球性海平面变化或某种其它原因引起的湾岸区海湾宽度的变化。

森诺曼期内间断可能代表了一次全球性海平面变化，因为它在墨西哥湾和阿拉伯东南部时代大体相同。在湾岸地区该间断大约开始于 95.2Ma，但其持续时间尚未确切得知。在阿曼该间断很短，大致出现在 94.6Ma。这个差异是由于 Buda 灰岩顶面年龄不同及作图对比方法的精度有限所致。在湾岸区赛诺曼期内间断在陆架上倾方向为 Washita 组与 Woodbine 组的接触面。这是一个在浅水陆架碳酸盐岩和近海至三角洲陆源碎屑岩之间的一个侵蚀不整合。该面通常被解释为代表着一次重大的海退—海进事件，在 Vail 等（1977）的表中也标示出来了。在阿曼东部，该间断是 Natih 组 E 段的浅水陆架碳酸盐岩和 D 段的较深水陆架泥灰岩之间的硬地。该间断也可以与阿曼西北部 Mishrif 组内的一个推测的间断对比，或者和 Mauddud 组与 Mishrif 组间接触面对比（Harris 和 Frost，1984）。因此该接触面指示海平面在没有事先下降情况下的相对上升。很可能在湾岸地区的局部地区内，全球海平面上升在短期内为更迅速的基准面下降所抵消。

在阿拉伯东南部，碳酸盐陆架沉积在森诺曼阶之后为一次重要的构造抬升所中断（Glennie 等，1974）。在阿曼的剖面中最年轻的地层年龄测定为约 91.8Ma。Natih 组的顶遭

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

侵蚀，穿过森诺曼期后、桑托期前的构造，Natih 组多处完全缺失。在 Aruma 群深海复理石型沉积恢复之前，Natih 组顶面局部发育硬地，局部形成赤铁矿鲕粒，意味着有沉积物的过路沉积或者非补偿沉积。该间断在湾岸地区尚未被确认，那里的同时代地层是内陆架至中陆架的 Eagleford 组沉积及其对应沉积。

四、结　论

阿普第期到森诺曼期的 2 个或可能 3 个相对海平面变化很可能代表了全球海平面变化。在湾岸地区的阿普第期内的海平面上升与阿拉伯东南部一次重要的沉积间断年龄相同，即 115.8 到 115.2Ma。在众多剖面中这次上升以沉积上从陆架浅水碳酸盐岩到深水陆架泥的突然变化为代表。通常由一个沉积间歇分开。第二次海平面上升在早到中森诺曼期之间，为 94.6Ma。在陆架碳酸盐层序内，这次变化以一次沉积间歇为代表，间歇之后一般为深水陆架沉积。在上倾方向区域内，该沉积间断较长，且通常与近海碎屑沉积恢复前的侵蚀作用相伴生。第三次变化见于湾岸地区，但未见于阿拉伯地区，发生在晚阿尔比期的早期，在 104.3Ma 处。在所研究的大部分剖面中这个沉积间断代表着过路沉积物，最深水的条件，随后为逐渐的或间歇的变浅所取代。图示对比方法是检验相对海平面类似变化同时性的有力手段。定量地层学能够区分局部事件与全球范围的事件，而且有潜力提供一个精确定时的方法。

（蒋泰然译）

参 考 文 献

Alsharhan, A. S., 1985, Depositional environment, reservoir units evolution, and hydrocarbon habitat of Shuaiba Formation, Lower Cretaceous, Abu Dhabi, United Arab Emirates: American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v. 69, p. 899–912.

Bay, T. A., Jr., 1977, Lower Cretaceous stratigraphic models from Texas and Mexico: University of Texas at Austin, Bureau of Economic Geology, Report of Investigations 89, p. 12–30.

Bebout, D. G., and Loucks, R. G., 1974, Stuart City Trend, Lower Cretaceous, South Texas: University of Texas at Austin, Bureau of Economic Geology, Report of Investigations 78, 80 p.

———, Schatzinger, R. A., and Loucks, R. G., 1977, Porosity distribution in the Stuart City Trend, Lower Cretaceous, South Texas: University of Texas at Austin, Bureau of Economic Geology, Report of Investigations 89, p. 234–256.

Blauser, W. H., and McNulty, C. L., 1980, Calpionellids and nannoconids of the Taraises Formation (Early Cretaceous) in Santa Rosa Canyon, Sierra de Santa Rosa, Nuevo Leon, Mexico: Transactions, Gulf Coast Association of Geological Societies, v. 30, p. 263–272.

Caldwell, W. G. E., 1984, Early Cretaceous transgressions and regressions in the Southern Interior plains, *in* Stott, D. F., and Glass, D. J., eds., The Mesozoic of Middle North America: Canadian Society of Petroleum Geologists Memoir 9, p. 173–203.

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

CONNALLY, T. C., AND SCOTT, R. W., 1985, Carbonate sediment-fill of an oceanic shelf, Lower Cretaceous, Arabian Peninsula: Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Core Workshop No. 6, p. 266–302.

COOGAN, A. H., 1977, Early and Middle Cretaceous Hippuritacea (rudists) of the Gulf Coast: University of Texas at Austin, Bureau of Economic Geology, Report of Investigations 89, p. 32–70.

COOK, T. D., 1979, Exploration history of South Texas Lower Cretaceous carbonate platform: American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v. 63, p. 32–49.

DIAZ, T., AND ANTONIO RIOS, Z., 1959, Plate 6 Seccion geologica area Linares-Galeana, *in* Diaz, T., Mixon, R., Murray, G., Weidie, A., and Wolleben, J., eds., Mesozoic Stratigraphy and Structure, Saltillo-Galeana area, Coahuila and Nuevo Leon, Mexico: South Texas Geological Society, 1959 Field Trip Guidebook, 115 p.

FLEXER, A., ROSENFELD, A., LIPSON-BENITAH, S., AND HONIGSTEIN, A., 1986, Relative sea level changes during the Cretaceous in Israel: American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v. 70, p. 1685–1699.

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

第十六篇　美国西部内陆白垩纪海平面相对变化的记录

Robert J.Weimer

一、概　　要

有两种标准用来识别西部内陆的白垩纪海平面相对变化（图 16–1）。第一种是高水位条件，通过下列标志确定：(1) 滨岸线的高水位海退广泛沉积了浅海砂岩和页岩及滨岸砂岩，有时盖以广泛分布的煤层（图 16–2）；(2) 充填在下切水系中的沉积物，反映与海岸上超伴生的海平面上升和滨岸线向陆地方向的迁移（海侵）；下切河谷的充填物可以分为——下部多为淡水环境，而上部为咸水到海洋环境（图 16–3、图 16–4）；(3) 在海相密集段中可以看到下列一种或多种情形：缺失动物群带、磷酸盐结核和（或）海绿石富集、具有高有机质含量的富含有机质的页岩、重结晶的贝壳碎屑形成薄的透镜状灰岩层或贝壳杂乱地分布于页岩中、在侵蚀的海侵面上的粗粒砂的残余富集，伴有燧石卵石和（或）骨骼及牙齿碎片。第二种是低水位条件，可由下列现象识别：(1) 伴有下切水系的低水位期侵蚀表面、古土壤和根土层（早期胶结作用的诱发层）可保存在侵蚀面下的海相页岩或其他沉积物中（图 16–3），这种侵蚀面是层序地层学分析中的主要层序界限；(2) 在大面积上由于基准面下降引起的河流侵蚀深度或多或少的一致；(3) 缺失海岸和浅海砂岩相；淡水沉积位于海相页岩之上；(4) 与其他大陆上的海平面相对下降及不整合的对比关系，盆地内的断块运动引起的地形起伏可以影响下切水系的位置（图 16–3，图 16–4）。

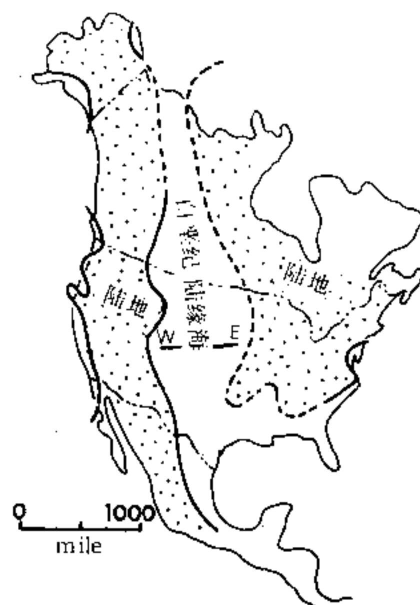


图 16–1　大陆内部白垩纪海区的地理分布图
图中标出了东西向剖面（图 16–5）的位置（引自 Weimer，1984）

因为大多数沉积是在高水位期条件下产生的，所以低水位期侵蚀面的识别对记录海平面变化是至关重要的。盆地内的构造运动可以引起局部不整合，必须把这些不整合同全球性海平面升降引起的间断分开。

在美国西部内陆白垩系地层中可以识别出 9 个大的区域性或近于区域性不整合（不整合是一种沉积构造，在这沉积构造中两组岩石被侵蚀面分开；侵蚀可在地表或海面下进行）。其中 5 个与海平面变化及众所周知的海侵—海退旋回有关。对于其他 4 个不整合的起因是否与构造运动、海平面变化或由于盆地沉积物供应的减少而导致的水下侵蚀及密集段有关的证据尚不够充分。

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

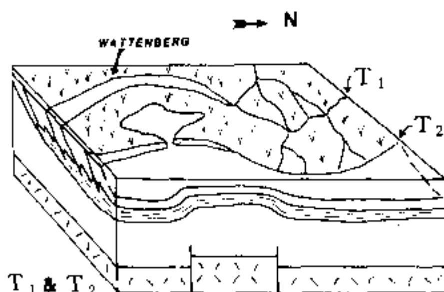


图 16-2　基底断块上的高水位期海退及准同生断裂运动的沉积和构造模型

T_1—时间 1；T_2—时间 2。沉积物供应速率大于下降或沉降速率。没有按比例。（引自 Weimer，1984）

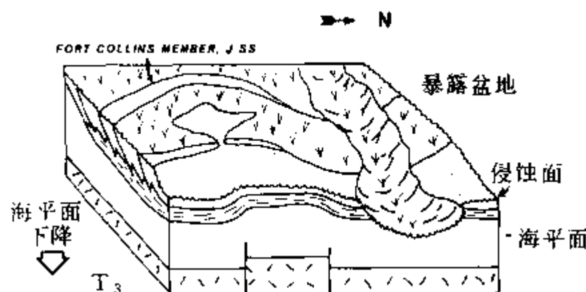


图 16-3　由暴露地表而导致的全盆地侵蚀面（LSE，主要层序界限）记录下来的低水位期海平面（T_3—时间 3）

根土层形成于暴露的海相砂岩和页岩之上。未按比例（引自 Weimer，1984）

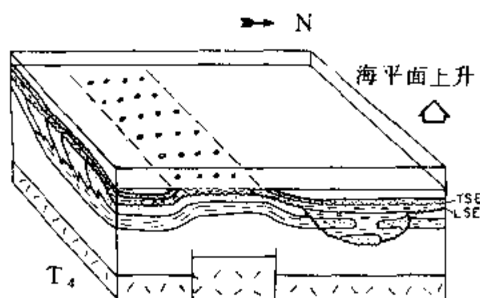


图 16-4　时间 4（T_4）期间上升的海平面，具有下切河谷的充填物和海相页岩、砂岩的沉积在层序顶部的侵蚀面（海侵面）上出现一薄层的海侵滞留沉积（一般厚度小于 1ft）有时伴有粗粒物质。图中标出了低水位期侵蚀面（LSE）和海侵侵蚀面（TSE）。未按比例（引自 Weimer，1984）

不整合总体可分成三种：一种是完全位于非海相地层中，象在白垩纪的顶部和底部；一种是既有海相地层又有非海相地层；第三种是位于通常作图的海相地层中。

许多不整合的年代确定不确切。用 Obradovich 和 Cobban（1975）的时间年代表（1983 年 Fouch 对其稍作修改），不整合（侵蚀面）的大致年代估计如下（括号内是有关的组；数据是距今百万年）：(1)112±（下 Mannville 底部，Lakota，Lyttle）；(2)100±（Mannville 上部，Fall± River，Plainview）；(3)97±（Vicking，Muddy，Newcastle 或 J. Sandstone）；(4)95±（Frontier—Peay 下部，D）；(5)90±（Frontier 上部或者 Carlile 上部的底）；(6) 89±（Niobrara 底部或者相当的层位）；(7) 80±（Eagle，Pierre 下部，Niobrara 上部）；(8) 73±（Mesaverde 中部，Ericson，Teapot 底部）；(9) 66±（Lance 顶部或相当的层位）。鉴于准确确定侵蚀面生物地层位置、确定沉积间断的时间及放射性年代测量的精度中存在的问题，年代的准确率可有 1—2Ma 的浮动。这些大的不整合的生物地层位置标在横穿西部内陆白垩纪盆地的东西向剖面上（图 16-5）。组名除 Mannville 组是来自加拿大的 Alberta 南部外，都是引自怀俄明州和科罗拉多州。在图 16-6 中对根据岩石记录解释的重大海平面变化作了小结，并对不同学者对各期界限位置的归放问题作了说明。

与主要不整合伴生的侵蚀面产生于三种不同的过程。第一种过程，水系基准面相对于较低的海平面进行调整，产生了与地表暴露伴生的重要侵蚀面（LSE，图 16-3）。在白垩纪，这些侵蚀面可有多达 50m 的起伏。第二种过程，海平面上升（或沉积面的下降）使水深增大，产生与滨线—临滨带海侵有关的侵蚀面（TSE，图 16-4）。现今大陆架上描述的过程可与临滨侵蚀类比，它们是海水淹没期间，波浪产生的能量扫过浅水陆架、滨线和海岸平原区

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

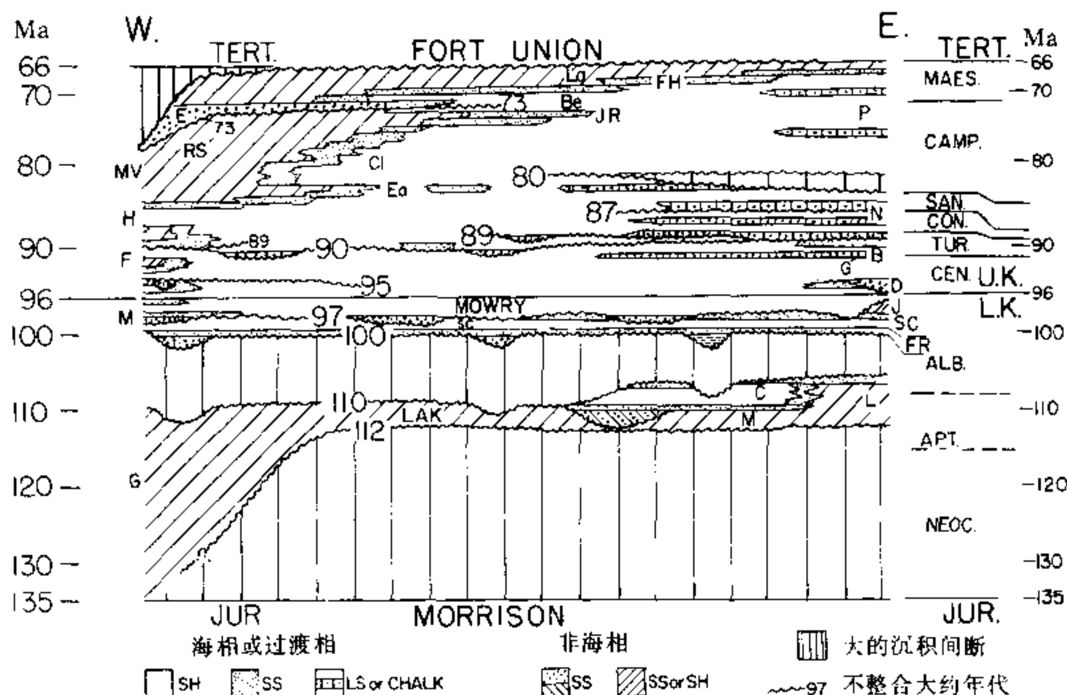


图 16-5 白垩纪盆地东西向横剖面

图中标出了地层位置和盆内大的不整合的大约年代（对 1972，McGookey 稍改）。西部的组和群为：Ga = Gannet；Sc-Skull Creek；M = Mowry；F = Frontier；H = Hilliard；Mv = Mesaverde；RS = Rocky Springs；E = Ericson；Ea = Eagle；Cl = Claggett；JR = Judith River；Be = Bearpaw；FH = Fox Hills；La = Lance。东部的组为：L = Lytle；LAK = Lakota；FR = Fall River；SC = Skull Creek；J and D = sandstones of Denver basin；G = Greenhorn；B = Benton；N = Niobrara；P = Pierre；M and C = the McMurray and Clearwater of Canada。垂直竖线代表已识别出重大沉积间断处的不整合。如果沉积间断等于或小于1Ma 时，竖线就省略了。侵蚀面下被侵蚀掉的部份还没有恢复（据 Weimer 1984）

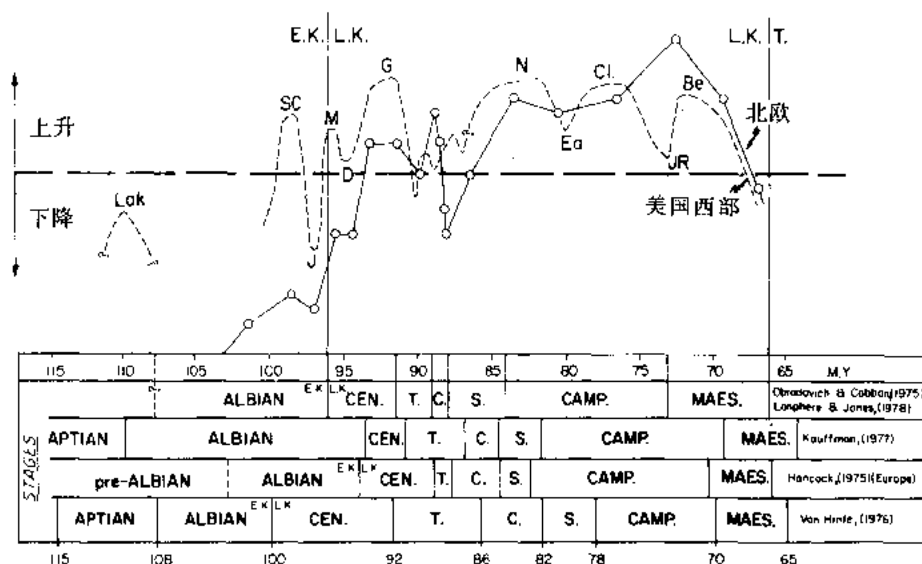


图 16-6 美国和欧洲的海平面曲线（据 Hancock，1975 修改）

字母代表图 16-5 上的同一组。各期的缩写：Cen. = Cenomanian；T. = Turonian；C. = Coniacian；S. = Santonian；Camp. = Campanian；Maes. = Maestrichtian；E.K. = Early Cretaceous；L.K. = Late Cretaceous；T. = Tertiary（据 Weimer，1984）

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

时发生的。较细粒的物质移向陆地，而较粗粒物质作为滞留物留在侵蚀面上。沉积作用很慢或没有；因此，一个一般有机物含量较高的密集段，盖在侵蚀面（叫做海侵面或沟蚀面）之上。这些过程的侵蚀程度最多可达 10m，而侵蚀面的起伏一般小于 1m。第三种是与在海相密集段中的侵蚀或无沉积有关的一种面。

要确定侵蚀或无沉积是否占主要地位以及是否有一个与低水位期海平面有关的早期侵蚀面与海侵一起出现并被其改造，还需要在海相不整合上作进一步的工作（图 16-5）。

读者要对这篇概要描述的概念进行详细的讨论，可以参考 Weimer 等（1982），Weimer（1984），Weimer 等（1985），Weimer 等（1987）及 Hancock 和 Kauffman（1979）的文章。

（吴裕根译）

参 考 文 献

FOUCH, T. D., 1983, Patterns of synorogenic sedimentation in Upper Cretaceous rocks of central and northeastern Utah, *in* Reynolds, M., and Dolly, E., Mesozoic Paleogeography of West-Central United States: Rocky Mountain Section, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication, p. 305–336.

HANCOCK, J. M., 1975, The sequence of facies in the Upper Cretaceous of northern Europe compared with that in the Western Interior, *in* Caldwell, W. G. F., ed., The Cretaceous Systems in the Western Interior of North America: Geological Association of Canada Special Paper 13, p. 82–118.

———, AND KAUFFMAN, E. G., 1979, The great transgressions of the Late Cretaceous: Geological Society of London Journal, v. 136, p. 175–186.

KAUFFMAN, E. G., 1977, Upper Cretaceous cyclothems, biotas, and environments, Rock Canyon anticline, Pueblo, Colorado: The Mountain Geologist, v. 14, p. 129–152.

LANPHERE, M. A., AND JONES, D. L., 1978, Cretaceous time scale for North America, *in* Cohee, G. V., and Glaessner, M. F., eds., The Geologic Time Scale: American Association of Petroleum Geologists Studies in Geology No. 6, p. 259–268.

MCGOOKEY, D. P., 1972, Cretaceous System, *in* Mallory, W. W., ed., Geologic Atlas, Rocky Mountain Region: Rocky Mountain Association of Geologists Special Publication, p. 190–228.

OBRADOVICH, J. D., AND COBBAN, W. A., 1975, A time scale for the Late Cretaceous of the Western Interior of North America, *in* Caldwell, W. G. F., ed., The Cretaceous System in the Western Interior of North America: Geological Association of Canada Special Paper 13, p. 31–54.

VAN HINTE, J. E., 1976, A Cretaceous time scale: American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v. 60, p. 498–516.

WEIMER, R. J., 1984, Relation of unconformities, tectonics, and sea-level changes, Cretaceous of Western Interior, U.S.A., *in* Schlee, J. S., ed., Interregional Unconformities and Hydrocarbon Accumulation: American Association of Petroleum Geologists Memoir 36, p. 7–35.

———, EMME, J. J., FARMER, C. L., ANNA, L. O., DAVIS, T. L., AND KIDNEY, R. L., 1982, Tectonic influence on sedimentation, Early Cretaceous, east flank, Powder River basin, Wyoming and South Dakota: Colorado School of Mines Quarterly, v. 77, 61 p.

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

———, Porter, K. W., and Land, C. B., 1985, Depositional modeling of detrital rocks with emphasis on cored sequences of petroleum reservoirs: Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Core Workshop No. 8, 252 p.

———, Sonnenberg, S. A., and Young, G. B. C., 1987, Wattenberg field, Denver basin, Colorado, *in* Spencer, C. W., and Mast, R. F., eds., Geology of Tight Reservoirs: American Association of Petroleum Geologists Studies in Geology No. 24, p. 143–164.

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

第十七篇　新泽西晚白垩世海平面变化的有孔虫模型

Richard K. Olsson

摘要　新泽西海岸平原上白垩统有孔虫的古斜坡模式用来估算海平面升降周期中的古水深的变化。古斜坡法由平行于区域倾向的基线上有孔虫组合和种类的分布来预测海平面的变化。古斜坡是盆地原始沉积斜坡的再塑。有孔虫沿古斜坡分布的古水深由原始沉积斜坡的坡度来估量。对新泽西坎帕阶古斜坡法的应用表明，在两个海平面变化周期之间海平面上升的最大值分别为90m 和 80m。经过延伸，引伸出晚白垩世其它周期的古深度曲线。在新泽西晚白垩世剖面上识别出 8 个周期。

一、引　　言

层序地层学（Vail 等，1977）的发展已经集中注意力于层序在其间沉积下来的海平面变化周期上。Vail 和 Hardenbol（1979）应用上超—下超层序推导出表示第三纪海平面相对变化的海平面曲线。Vail 等（1984）和 Haq 等（1987）将这些海平面的相对变化解释为叠加在长期的全球海平面升降曲线上的海平面升降变化。如果全球海平面升降周期中发育了地层层序，则了解全球海平面变化的量级对于理解引起这种变化的机制是非常重要的。估计相对于现代海平面的全球海平面变化的量级是所有分析层序地层中获得的资料中最难确定的数据。本文推出一种利用有孔虫的方法，用于估计相对于现代海平面的古海平面，并推导出新泽西西大西洋边缘晚白垩世的海平面升降曲线。

有孔虫是估算古深度应用最广泛的生物化石。利用有孔虫的古水深研究已经围绕着与现代分布直接比较（当涉及现存种时）的概念，化石有孔虫与活有孔虫种异种同形比较的概念(Bandy 倡导，1960）和确定非种特征如底栖与浮游有孔虫比率及变异趋势等概念发展了起来。业经证明，所有这些方法预测古深度方面都是有用的。即便如此，这些预测的准确度也由于与现代有孔虫深度分布的最佳匹配的不确定性，以及在更老的新生代及白垩纪有孔虫组合日益增加的情况下，已绝灭有孔虫种类所起生态作用的不确定性而受到损害。当在孤立剖面或单个钻孔（大多数情况如此）进行研究时，问题更复杂。

在这种研究中，很难建立一个参考框架，用它来把一个地层剖面或一口钻井中的有孔虫组合与一个年代地层中有孔虫种的横向盆地分布相对比。因此，大部分有孔虫组合的古水深预测，是由与其现代分布的一般比较中抽象出来的。更有意义的对比将是与同一年代地层段中其它生物组合的对比。本文描述的方法发展了一套在年代地层单位中及年代地层单位之间有孔虫种在横向向盆方向上分布的资料。生物种类分布型式的古水深意义是从称为古斜坡的盆底原始大陡坡推导出来的。这种方法不依靠与现代有孔虫组合的对比。它根据古斜坡模式直接测定水深。

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

二、古斜坡模式

古斜坡模式是沿着平行于盆地倾斜斜坡（称为古斜坡）的剖面底栖有孔虫种和组合分布的图示再现。在古斜坡模式中，下倾距离用以度量增大的古深度。因而，古斜坡模式把沿着剖面底栖有孔虫的丰度和分布状态与古深度联系起来。这样可以使得人们能够对底栖有孔虫在古陆架、陆坡和深海环境中起的作用作出更严格的评价。

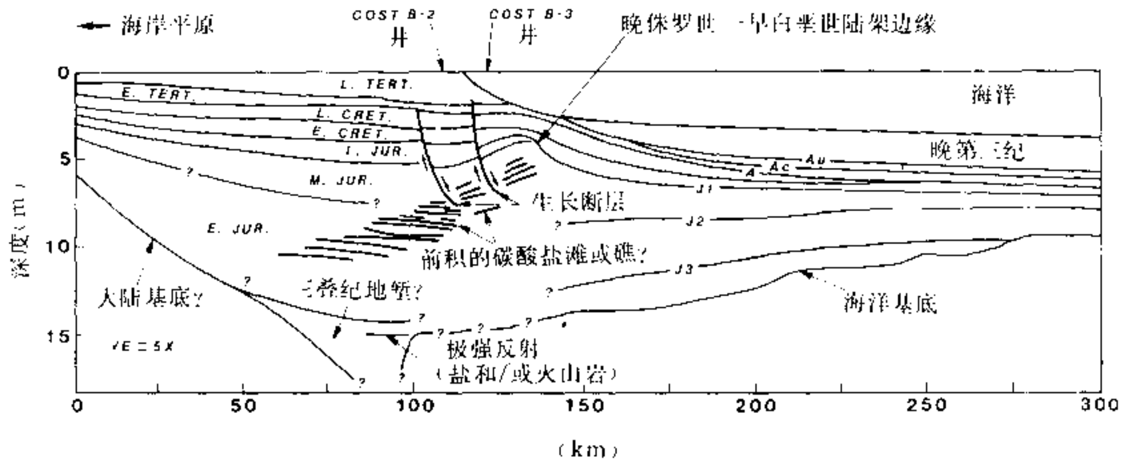


图 17-1 表示美国巴尔的摩海底峡谷 25 号地质测线的盆地地层图

在由海岸平原越过盆地追索的年代地层层段中发育了古斜坡模式

因为美国大西洋被动边缘在构造上并不复杂，而且年代地层段可以越过整个盆地追踪（图 17-1），因而它极其适合于古斜坡研究。由于新泽西海岸平原发育良好的白垩纪和第三纪的地层和许多海平面变化的记录，故其海岸平原已在很久以来便得公认。此外，这个海岸平原位于巴尔的摩海底峡谷的边缘上并含有非海相、近滨和陆架岩相，提供了一个由滨线环境到陆架和上陆坡环境追踪有孔虫组合的良机。通过利用在四个海平面变化事件期间沉积的地层中的露头和钻井（图 17-2）标本，在新泽西的海岸平原上，首先完成了坎帕阶和下麦斯特里希特阶的一个古斜坡模型。这种古斜坡法（Olsson 和 Nyong，1984）显示了从内陆架到上陆坡环境（图 17-3）标准底栖有孔虫种的丰度分布。随后，将古斜坡法扩大应用到巴

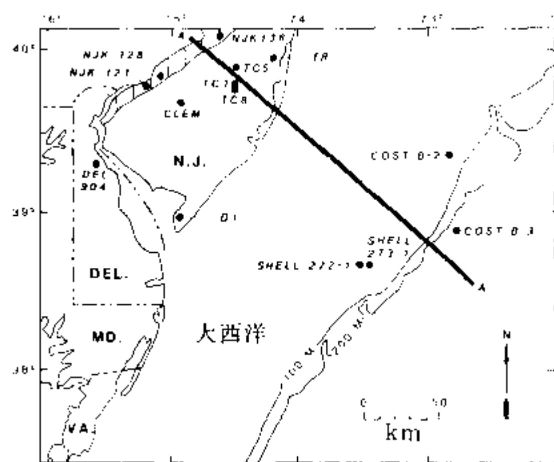


图 17-2 包括巴尔的摩海底峡谷的新泽西和特拉华海岸平原图

图中显示了井位和白垩纪露头带，NJK121，136 分别为 Woodbury、Marshalltown 和 Laurel-Wenonah 组的露头剖面；CLEM 为 Clementon 井；DEL 904 为特拉华 904 井；D1 为 Dickison 1 井；TC 为 Transco 井；TR 为 Toms 河井；A—A′是文中描述的古斜坡基线

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

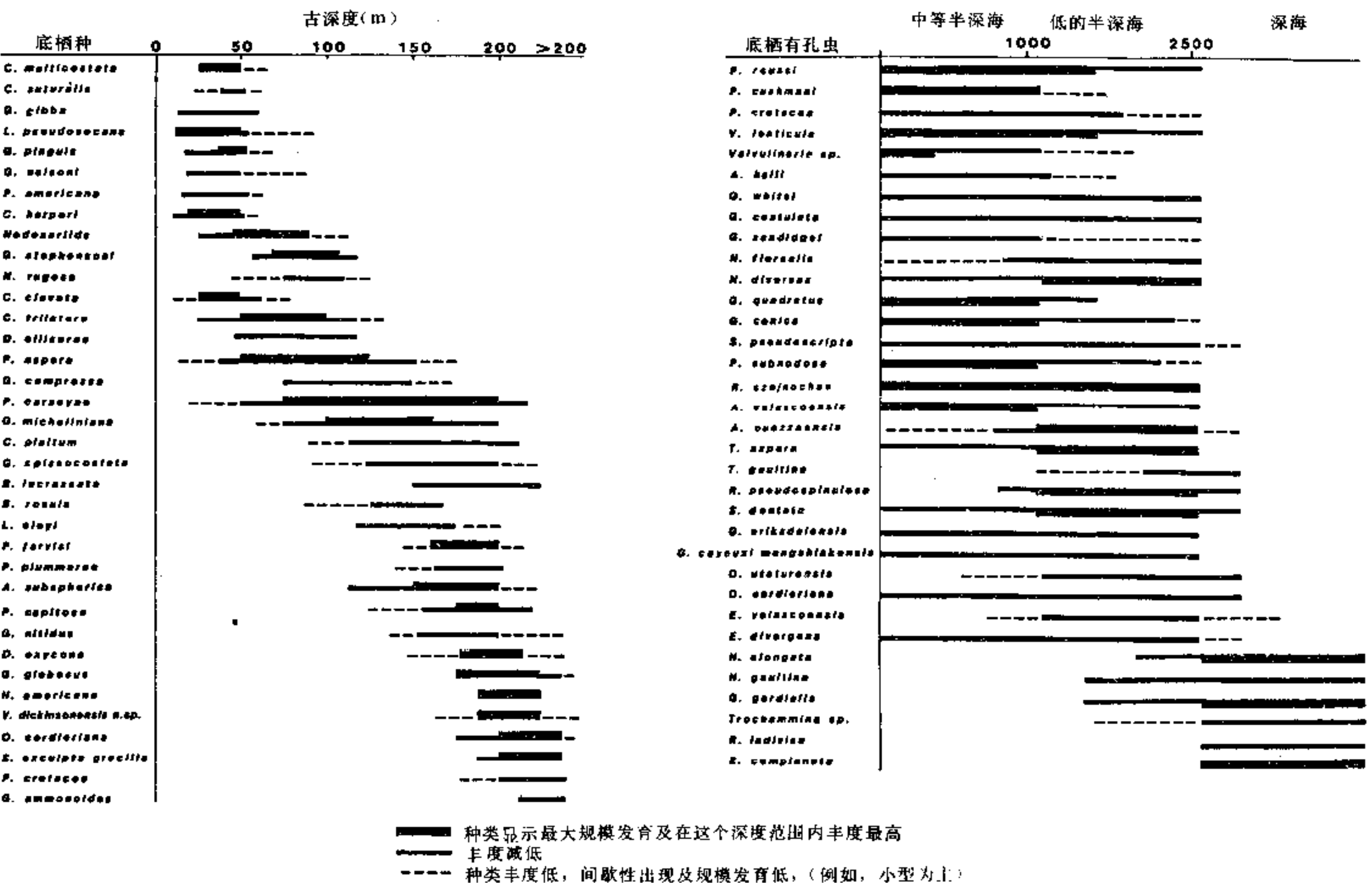


图 17—3　新泽西海岸平原坎帕阶和下麦斯里希特阶的古斜坡模式（据 Olsson 和 Nyong，1984）

图 17—4　西大西洋盆地的坎帕阶和下麦斯特里希特阶的古斜坡模式（据 Nyong 和 Olsson，1984）

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

尔的摩海底峡谷的钻井和西大西洋盆地中的深海钻探部位（图 17–4）上（Nyong 和 Olsson，1984）。

古斜坡模型作了这么个假设，即在整个盆地沉降历史中此深剖面保持不变，至少对于陆架环境是这样。在新泽西的海岸平原及相邻的巴尔的摩海底峡谷，白垩地层的倾角小于 1°。海岸平原下面的基岩有一大约 1°的倾角。这些倾斜是由于复合因素（构造、沉积物负荷、挠曲）致使构造沉降而引起的。显然，盆地的原始坡度非常低。逐次变新的地层的坡度一步一步接近新泽西现代陆架的坡角。因此，合理的假设是应用类似于大约 94 厘米／1km（5ft／mile）的现代坡角来建立古斜坡模式。因为有孔虫分布是由实际资料绘制的，所以在古斜坡模式中有孔虫的分布状态保持不变。这是古斜坡模式的一个重要特征。其坡度和产生的水深度规模可以变化，但是这不会改变模式中有孔虫种的分布形式。构造沉降和压实作用因素没有考虑，因为海底是用坡度恢复的。

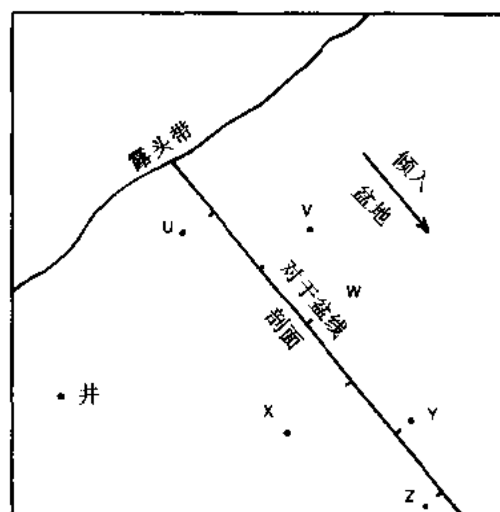


图 17–5 表示古斜坡模式原始结构的示意图
井中有孔虫生物相的资料投影到平行于盆地倾向的基线上

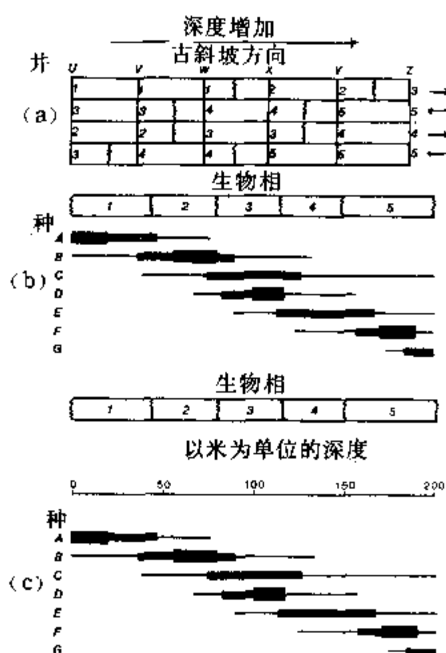


图 17–6 完成古斜坡模式的步骤
(a) 显示井中生物相分布的沿基线剖面，海进和海退地层单元，可以应用 Walther 定律解释生物相，生物相标号为 1 到 5；(b) 综合到古斜坡上的生物相和标绘的有孔虫种的丰度分布；(c) 根据原始沉积斜坡梯度的古斜坡尺度的应用

在古斜坡模式的编制中，把露头和井位投影到倾向剖面，形成模式的基线（图 17–5）。为了最大限度地获得信息，在选择的年代地层段之中或层段之间分析了几个岩石地层单位。这就可以对交替出现的浅水和深水相的垂向毗邻关系作一比较。下一步，通过因子分析和群分析识别有孔虫生物相并标绘在基线上（图 17–6（a））。通过把 Walther 定律用于岩相序列上，可以把生物相综合到由具有最浅或最上倾的生物相的开始的单一古斜坡剖面上。在这个地层段中，生物相按照它们在古斜坡基线下倾方向上出现状况来描绘。为了完成古斜模式，下一步依据生物相在相邻地层段出现情况（图 17–6（b））综合出每一个生物相。每一个生物相的相对丰度可以表示于古斜坡剖面上。最后一步是根据假设的坡度为这个模式画出一个水深比例尺，此假设坡度决定了剖面上从一个地方到另一个地方水深的变化情况（图 17–6（c））。

完成的古斜坡模式显示出标绘于模型上的每个生物相和有孔虫种的古水深范围。然后，可以用这个模式预测其它井中的古水深。更重要的是，这个模式提供了一个评价地层层序沉积期间

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

发生海平面变化的量级的基础。在这次研究中，把新泽西大西洋边缘坎帕阶—下麦斯特里希特阶的古斜坡模式（Nyong 和 Olsson，1984；Olsson 和 Nyong，1984）作为计算新泽西晚白垩世层序沉积期间海拔高度的基础。

三、新泽西上白垩统地层

新泽西海岸平原上白垩统剖面的海平面变化长期受到注意。Weller（1907）通过利用它们所含特征性软体动物组合识出海进和海退单元。帽蚶类（*Cucullaea*）组合属于海进而满月蛤（*Lucina*）组合属于海退。随后对有孔虫（Olsson，1964，1975；Petters，1976，1977）、孢粉（Wolfe 和 Pakiser，1971；Robbins 等，1975；Doyle 和 Robbins，1977；Christopher，1979，1982）和软体动物（Sohl，1977）的研究为将上白垩统地层放进年代地层格架中提供了生物地层解。古环境研究曾经集中注意力于沉积相的识别（Owens 和 Sohl，Owens 等，1970，1977；Owens 和 Gohn，1985）和利用有孔虫预测古水测（Olsson，1963，1977，1980；Olsson 和 Nyong，1984）。

在 Olsson（1975，1978，1980）和 Petters（1976）的研究之后，开始了晚白垩世海平面记录的分析，分析表明有四个海进和海退期。Owens 和 Gohn（1985）在大西洋海岸平原白垩纪沉积史的综合资料中提取了上白垩统的地层信息。他们识别出白垩纪地层中的六个沉积沉序，其中第一个层序是下白垩统的层序；其余层序位于上白垩统（图 17–7）。在上白垩统中识别出四个跨区域的海进。在他们的模式中，完整的层序（由底向顶）包括陆架、三角洲和河流相。在每个层序中这种向上变浅的趋势在 Olsson（1980）制做的古水深曲线中也是非常明显的。

Vail 等人（1977）没有标定上白垩统的沉积层序。Exxon 周期曲线（Haq 等，1987）的现代版本表示了上白垩统的三级周期（图 17–7）。Haq 等的上白垩统层序地层以他们在西欧、美国西部内地和中得克萨斯的剖面研究为基础。在本次研究中，对 Owens 和 Gohn（1985）的层序地层和新泽西海岸平原（图 17–7）上白垩统剖面的古水深资料（Olsson，1980；Olsson 和 Nyong，1984）进一步进行了推敲。应用 Haq 等的层序地层学进行了一次比较。

Owens 和 Gohn 识别的位于年代地层层段内的沉积层序被不整合分开。根据 Vail 等（1977，1984）的观点，不整合标志着层序的边界；它们分开了年代地层层段中的地层。然而，由于 Owens 和 Gohn 的沉积层序并非完全包含在年代地层层段中沉积的所有地层，所以不是严格地等同于 Vail 等定义的沉积层序。本次研究中识别的沉积层序以 Vail 等定义为基础。上白垩统层序是根据露头和钻井资料解释的，然而缺乏地震反射资料。在这一点上，层序边界不整合没有与和它们相应的整合进行对比。层序边界由海岸平原中可得到的生物地层资料来判别。

我们解释新泽西海岸平原沉积层序记录为代表一个周期内海平面上升速度最快期侵入到海岸平原的海浸。因此，一个沉积层序的底部标志着在这个海岸平原中该年代地层层序的首次出现，但不是这个层序的底界。该海岸平原中一个沉积层序的顶部包含了由于海平面下降走向周期的终结、在滨线向盆地迁移时期沉积的海退岩相。因此，该海岸平原内一个层序的顶界可能接近这个层序边界的顶。我们按这种设想绘出了该层序的边界（图 17–7）。

我们把出露于新泽西海岸平原的下白垩统沉积放入 Potomac 群，它们由贝利亚斯阶到

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

早森诺曼阶的河流相和三角洲相组成（Owens 和 Gohn，1985）。Owens 和 Gohn 把它们归入他们的沉积层序 1。缺乏详细的生物地层资料妨碍了细分为更小单位的可能性。在 Potomac 群已经识别出几个归纳的孢粉带。Potomac 的上部分别包含中—晚阿尔必阶和早森诺曼阶的孢粉带Ⅱ和Ⅲ（Doyle 和 Robbins，1977）。在马里兰和新泽西海岸平原地下，薄的浅水海相地层显示孢粉带Ⅲ的特征（Olsson 等，1988）。在新泽西，这些地层经鉴定有晚阿尔必阶的有孔虫（Olsson 和 Sikora，1988）。在滨外的巴尔的摩海底峡谷中，阿尔必阶海相沉积很厚并且分布甚广（Poag，1985）。早森诺曼阶非海相沉积物呈现于该海岸平原中（孢粉带Ⅲ），但是还没有鉴别出海相沉积。这里把这个层序称作 KAL1（图 17–7）。它等价于 Owens 和 Gohn（1985）的沉积层序 1 的上部。

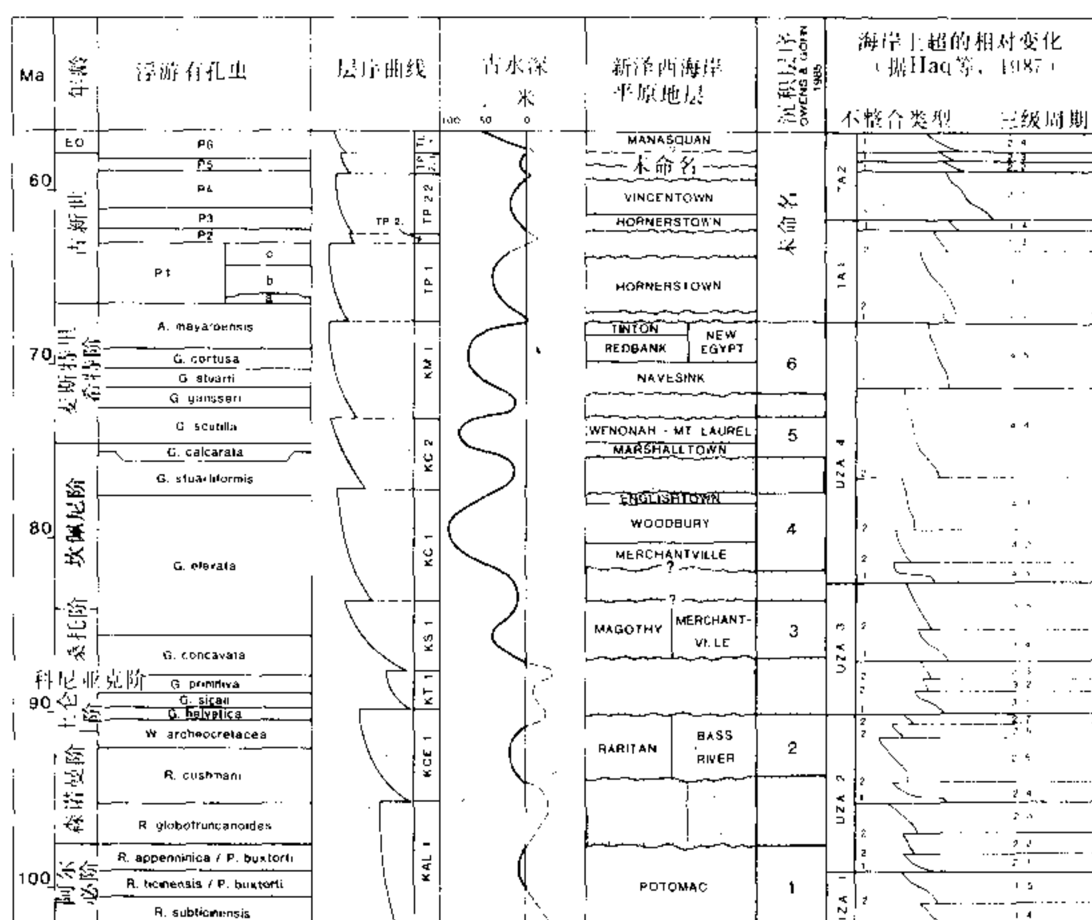


图 17–7 表示指明新泽西海岸平原上白垩统沉积层序的曲线图解

阿尔必阶到森诺曼阶和古新世／始新世的层序曲线据 Vail 等（1977）；上白垩统的曲线是按照 Vail 的上超—下超曲线画出的；古水深曲线来源于古斜坡模式（见图 17–8）；右栏表示与 Haq 等（1987）的层序地层的对比；白垩纪的时间标度和分带据 Kent 和 Gradtein（1985）改写

新泽西海岸平原首次广泛的海相沉积出现于晚森诺曼阶到早土伦阶。巴斯河组的内陆架海绿石粘土质粉砂（图 17–7）呈现于该海岸平原的地下，但是它们在距 Raritan 组的露出约 24km（15mile）处尖灭，它们属河流至边缘海相地层（按照 Owens 和 Gohn1985 年的观点为三角洲平原至三角洲前缘沉积）。在巴斯河组识别出晚森诺曼阶 *Rotalipora Cushmani* 和早土伦阶 *Marginottuncana helvetica* 浮游有孔虫带（Petters，1976）。Raritan 的晚森诺曼阶

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

到早土伦阶的 *Complexiopollis–Atlantopollis* 孢粉带（Christopher，1982）指示这个单元代表本文所指的 KCE1（图 17–7）层序的浅海滩相。Owens 和 Gohn（1985）的层序 2 位于这个年代地层层序中。

缺失上土仑阶和森诺曼阶的大型沉积间断出现于新泽西 KCE1 层序之上，以及向南的海岸平原内（Owens 和 Gohn，1985）。巴尔的摩海底峡谷海槽的滨外科尼亚克阶的非海相沉积出现在 COST B–2 井，而科尼亚克阶的内陆架至中陆架沉积见于 COST B–3 井（Poag，1985）。这就表明层序的存在限于滨外地区，而且很可能不会在海岸平原地区发育。这个层序称为 KT1。

露头上边缘海相 Magothy 组覆盖在层序 KCE1 不整合之上；在地下，Merchantville 组的陆架沉积覆盖在 KCE1 沉积之上。由孢粉确定 Magothy 的时代属于桑托阶，可能延伸到最早的坎佩尼阶的时代（Christopher，1982）。桑托阶的 *Marginotruncana concavata* 浮游有孔虫带出现在 Merchantville 下部（Petters，1976）。Owens 和 Gohn（1985）把这些单元放于他们的沉积层序了。本文沿用他们的层序鉴定，并把层序 3 放于年代地层层序 KS1 中。

坎佩尼阶时，海相条件扩展到整个海岸平原地区。沉积作用出现于在整个麦斯特里希特时期占主导地位的陆架环境中。Owens 和 Gohn 在海岸平原的坎佩尼阶和麦斯特里希特阶中识别出三个层序（4、5、6）。每一个层序具有一个底部的海侵海缘石质陆架单元。在这个底部单元之上的地层沉积于逐渐变浅的陆架环境中。在任一海绿石质陆单元底部的滞留沉积表明它们由不整合与下伏层序分隔。我们把这三个层序分别放于年代地层层序的 KC1、KC2 和 KM1 中。

层序 KC1 包括 Merchantville 组，为沉积于中到外陆架环境的底部海绿石质粘土和粘土质粉砂（图 17–7）。Merchantville 组向上变为 Wood bury 组，为内到中陆架成因的含云母、绿泥石的粉砂质粘土。层序的顶部，为由海岸至滨面的砂和粉砂组成的 Englishtown 组。Englishtown 组很薄并在地下被 Woodbury 组取代。层序显示为响应于海平面上升（Merchantville 组至 Woodbury 组）然后下降（Woodbury 组至 Englishtown 组）的沉积。该层序在 *Globotruncana elevata* 至 *G.stuartifomis* 带中下降了（图 17–2）。

层序 KC2 始于含有坎佩尼阶最顶部的 *Globotruncana calcarata* 带的 Marshalltown 组的粘土粉砂质海绿石砂岩（图 17–7）。这个单元海进越过 Englishtown 组，标志着在 KC2 周期海岸平原上海平面的上升。在新泽西海岸平原，Marshalltown 组沉积于中到外陆架环境。这个周期的海平面下降，由 Wenonah 组的内陆架的粘土粉砂质细砂指示。Mt.Laurel 组的滨面砂至过渡的滨外砂代表周期最终的浅滩化阶段（向下迁移）。后两个单元放于 *Rugotruncana subcircumnodifer* 带（Olsson，1964），它等同于 *Globotruncana scutilla* 带（图 17–7）。

层序 KM1 在具有海绿石质海平面上升相的 Navesink 组和海平面下降或浅滩化相的 Redbank，New Egypt 和 Tinton 组中，与后两个层序非常相似。Navesink 底部的滞留砾石表明与下伏 KC2 层序呈不整合接触。沉积于中陆架环境的 Navesink 组向上渐变为 Redbank 组的内至中陆架砂。New Egypt 组为海绿石质粘土，是 Redbank 和 Tinton 组中的中陆架相（图 17–7）。Tinton 组为中至粗粒的海绿石砂岩，沉积于内陆架环境。层序 KM1 包含于 *Globolruncana gansseri* 到 *Abathomphalus mayaroensis* 带（Olsson 和 Wise，1987）。

经鉴定，新泽西上白垩统剖面的最顶部层序相当于 Haq 等（1987）的 TA1.2 层序。它

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

由最顶部的白垩系延伸至下古新统。在新泽西，Hornerstown 组的绿色砂不整合地覆盖在 Tinton 组的球状风化面和 New Egypt 组的潜穴面之上。Hornerstown 的下部含晚麦斯特里希特阶的 *Abathomphalus mayaroensis* 带、而其上部含早古新世的 P1 带（Olsson 和 Wise，1987）。Hornerstown 组沉积于内到中陆架环境。

在图 17–7 中可以观察到新泽西上白垩统层序与 Haq 等的层序有着普遍的对比关系。层序 KM1 对应于 Haq 的层序 UZA–4.5，层序 KC2 对应于 UZA–4.4。层序 KC1、KS1 和 KCE1 明显地与 Haq 等图上的两个或更多的三级层序对应。除了一个之外，经识别所有的新泽西层序边界的不整合都是Ⅰ型的，即由海平面下降到陆架边缘以下形成的不整合。与海平面中等下降相关的Ⅱ型不整合，或者在新泽西海岸上没有显示，或者是过于错综复杂不易识别。

按照 Haq 等的分类表，新泽西层序的沉积物代表海进和高水位沉积。层序 KC1 到 KM1 总体呈现上升（海进沉积）和下降（高水位沉积）周期的循环相型式。同样，在研究新泽西海岸平原的古斜坡中识别的生物相（Olsson 和 Nyong，1984；Nyong 和 Olsson，1984）也显示相似的一个海平面上升和下降周期的响应。即，垂向生物相的发展是由层序下部的深水陆架环境向层序上部的浅水陆架环境变化。由层序 KC1 和 KC2 产生的古斜坡模式中生物相的分布，这里用作为预测这些周期的古水深的基础，并经扩展，用作为预测新泽西海岸平原晚白垩世其它周期的古水深的参考资料。

四、由古斜坡模式预测古水深

古斜坡模式可以用来预测每一个层序中相对海平面变化的幅度。首先，把层序中任一地层露头和地下的生物相的分布标绘在古斜坡的尺度上（图 17–8）。相对海平面变化是针对海平面上升期沉积的地层确定的古水深与周期末和海平面下降期沉积的单元的古水深之间的差值。例如，在露头上，Merchantville 组（图 17–8）含生物相 2，该生物相标绘在古斜坡模式约 80m 的古深度处。露头上覆盖在 Merchantville 组之上的是 Woodbury 组，它依次被 Englishtown 组覆盖，其标绘于古斜坡模式生物相 1 古深度的 10m 处。在地下，浅水生物相被深水生物相所取代（图 17–8）。在海岸平原任一点上，由沉积层序最下部单元向最顶部单元，古水深的变化是相同的。在图 17–8 中，露头上生物相的分布清楚地表示出古水深的变化，在露头中生物相彼此叠置着。因此，在层序 KC1 中，由 Merchantville 组到 Englishtown 组的古水深变化（海平面相对变化）是 70m。同样，在层序 KC2 中海平面的相对变化是 60m。与现代海平面对比，古水深的计算也取决于一些参考点，即露头带。在新泽西海岸平原，露头带约高出现代海平面 20m。结果，周期 KC1 和 KC2 的海平面上升的最大高度分别为 90m 和 80m。图 17–7 所示的古深度曲线由新泽西上白垩统其它层序的扩展而得到。因为迄今为止还没有人发展完整的古斜坡模式，故对于其它层序产生的古水深曲线没有 KC1 和 KC2 的精确。加之，由于在海岸平原上层序的基底部分没有出露，因而不可能确定海平面由低点向高点的绝对变化。

最终的古深度没有进行脱压实效应和负载效应校正，因为那些效应很小（例如，在露头带上较多的泥质单元厚度小于 15m）并落入古斜坡模式的精度范围内。露头带上隆或沉降的构造效应未知，然而 Watts 和 Steckler（1979）的研究表明构造效应很小。

由古斜坡模式的古深度预测表明，晚坎佩尼阶海平面上升的最大高度约比现代海平面高

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

90m。在 Haq 等（1987）的上超—下超曲线上，显示海平面最大上升期为土仑阶。他们预测晚白垩世海平面上升到 300m 以上（Pitman，1978）。另一方面，Watts 和 Steckler（1979）的构造沉降研究预测东北美洲大陆边缘白垩世最大上升高度为 100m。古斜坡预测落入他们计算的线内。

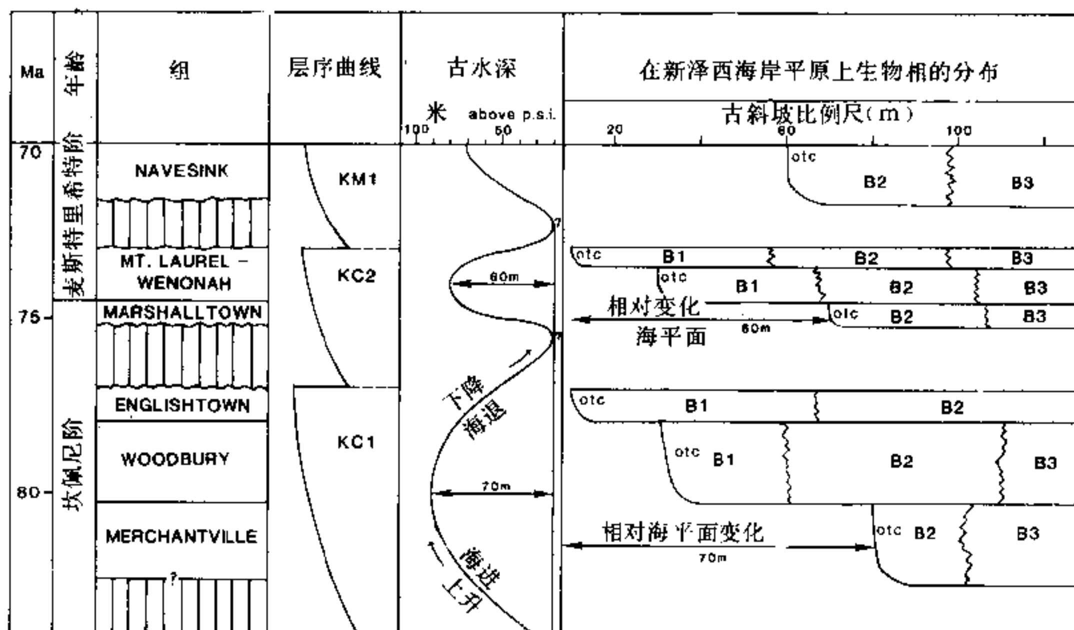


图 17–8　由古斜坡模式导出的古水深

出现在每一个地层中的生物相按它们在海岸平原的露头到地下产出的情况标绘于图上；在层序中层与层之间的古深度的变化在露头带（OTC＝Outcrop 露头）上测得，见正文解释

五、结　论

针对底栖有孔虫产生的古斜坡模式能够提供一个预测古深度的精确方法。古斜坡方法是以平行于盆地倾向的基线上化石种的实际分布为基础的。古斜坡是盆地原始沉积斜坡的恢复，是从盆地构造史的知识推导出来的。古斜坡模式古水深是从原始沉积斜坡的坡度推导出来的。坡度可以改变或取代以不同的坡度，但是有孔虫的基本分布模式不会变化。在本次研究中，对于新泽西州西大西洋边缘的古斜坡模型采用了 94cm／km（5ft／mile）的坡降。海平面上升最大达 90m，见于坎佩尼阶。在层序 KC1 和 KC2 中发现海平面的相对变化为 60m 和 70m。这些资料被扩展到上白垩统其它层序中，藉以获得图 17–7 所示的古水深曲线。在新泽西上白垩统识别和详细解释了 8 个沉积层序。

（魏魁生译）

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

参 考 文 献

BANDY, O. L., 1960, General correlation of foraminiferal structure with environment: International Geological Congress, 21st Session, Report 22, p. 7–19.

CHRISTOPHER, R. A., 1979, Normapolles and triporate pollen assemblages from the Raritan and Magothy formations (Upper Cretaceous) of New Jersey: Palynology, v. 3, p. 72–122.

———, 1982, The occurrence of the *Complexiopollis-Atlantipollis* Zone (palynomorphs) in the Eagle Ford Group (Upper Cretaceous) of Texas: Journal of Paleontology, v. 56, p. 525–541.

DOYLE, J. A., AND ROBBINS, E. I., 1977, Angiosperm pollen zonation of the continental Cretaceous of the Atlantic Coastal Plain and its application to deep wells in the Salisbury embayment: Palynology, v. 1, p. 43–78.

GROW, J. A., 1980, Deep structure and evolution of the Baltimore Canyon Trough in the vicinity of the COST No. B-3 well, *in* Scholle, P. A., ed., Geological Studies of the COST No. B-3 Well, United States Mid-Atlantic Continental Slope Area: U.S. Geological Survey Circular 833, p. 117–125.

HAQ, B. U., HARDENBOL, J., AND VAIL, P. R., 1987, Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic (250 million years ago to present): Science, v. 235, p. 1156–1167.

KENT, D. V., AND GRADSTEIN, F. M., 1985, A Cretaceous and Jurassic geochronology: Geological Society of America Bulletin, v. 96, p. 1419–1427.

NYONG, E. E., AND OLSSON, R. K., 1984, A paleoslope model of Campanian to lower Maestrichtian foraminifera in the North American Basin and adjacent continental margin: Marine Micropaleontology, v. 8, p. 437–477.

OLSSON, R. K., 1963, Latest Cretaceous and earliest Tertiary stratigraphy of the New Jersey coastal plain: American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v. 47, p. 643–665.

———, 1964, Late Cretaceous planktonic foraminifera from New Jersey and Delaware: Micropaleontology, v. 10, p. 157–188.

———, 1975, Upper Cretaceous and lower Tertiary stratigraphy, New Jersey coastal plain: Second Annual Field Trip, Petroleum Exploration Society of New York, p. 1–49.

———, 1977, Mesozoic foraminifera–western Atlantic, *in* Swain, F. M., ed., Stratigraphic Micropaleontology of Atlantic Basin and Borderlands: Elsevier, New York, p. 205–221.

———, 1978, Summary of lithostratigraphy and biostratigraphy of Atlantic Coastal Plain (northern part), *in* Benson, W. E., Sheridan, R. E., and others, Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, v. 44: U.S. Government Printing Office, Washington, D.C., p. 941–947.

———, 1980, The New Jersey coastal plain and its relationship with the Baltimore Canyon Trough: New York Geological Association, 52nd Annual Meeting Guidebook, p. 116–129.

———, GIBSON, T. G., HANSEN, H. J., AND OWENS, J. P., 1988, Geology of the northern Atlantic coastal plain–Long Island to Virginia, *in* Grow, J. A., and Sheridan, R. E., eds., The Atlantic Continental Margin: Decade of North American Geology: Geological Society of America, v. 1–2.

———, AND NYONG, E. E., 1984, A paleoslope model for Campanian-lower Maestrictian Foraminifera of New Jersey and Delaware: Journal of Foraminiferal Research, v. 14, p. 50–68.

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

———, and Sikora, P. J., 1988, Albian-Turonian depositional sequences in the New Jersey coastal plain subsurface: Annual meeting, Northeastern Section, Geological Society of America, Abstracts with Programs, p. 60.
———, and Wise, S. W., 1987, Upper Maestrichtian to middle Eocene stratigraphy of the New Jersey slope and coastal plain, *in* Van Hinte, J. E., Wise, S. W., and others, Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, v. 93: U.S. Government Printing Office, Washington, D.C., p. 1343–1365.
Owens, J. P., and Gohn, G. S., 1985, Depositional history of the Cretaceous Series in the U.S. Atlantic coastal plain: Stratigraphy, paleoenvironments, and tectonic controls of sedimentation, *in* Poag, C. W., ed., Geological Evolution of the United States Atlantic Margin: Van Nostrand Reinhold, New York, p. 25–86.
———, Minard, J. P., Sohl, N. F., and Mello, J., 1970, Stratigraphy of the outcropping of post-Magothy Upper Cretaceous formations in New Jersey and northern Delmarva Peninsula, Delaware and Maryland: U.S. Geological Survey Professional Paper 674, 60 p.
———, and Sohl, N. F., 1969, Shelf and deltaic paleoenvironments in the Cretaceous–Tertiary formations of the New Jersey coastal plain, *in* Subitsky, S., ed., Geology of Selected Areas in New Jersey and Eastern Pennsylvania and Guidebook of Excursions: Rutgers University Press, New Brunswick, New Jersey, p. 235–278.
———, ———, and Minard, J. P., 1977, A Field Guide to Cretaceous and Lower Tertiary Beds of the Raritan and Salisbury Embayments, New Jersey, Delaware and Maryland: American Association of Petroleum Geologists–Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Annual Meeting, Washington, D.C., 113 p.
Petters, S. W., 1976, Upper Cretaceous subsurface stratigraphy of Atlantic coastal plain of New Jersey: American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v. 60, p. 87–107.
———, 1977, Upper Cretaceous planktonic foraminifera from the subsurface of the Atlantic coastal plain of New Jersey: Journal of Foraminiferal Research, v. 7, p. 165–187.
Pitman, W. C., III, 1978, Relationship between eustasy and stratigraphic sequences of passive continental margins: Geological Society of America Bulletin, v. 89, p. 1389–1403.
Poag, C. W., 1985, Depositional history and stratigraphic reference section for central Baltimore Canyon Trough, *in* Poag, C. W., ed., Geological Evolution of the United States Atlantic Margin: Van Nostrand Reinhold, New York, p. 217–264.
Robbins, E. I., Perry, W. J., and Doyle, J. A., 1975, Palynological

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

and Stratigraphic Investigations for Four Deep Wells in the Salisbury Embayment of the Atlantic Coastal Plain: U.S. Geological Survey Open-File Report No. 75-307, 120 p.

SOHL, N. F., 1977, Benthic marine molluscan associations from the Upper Cretaceous of New Jersey and Delaware, *in* Owens, J. P., Sohl, N. F., and Minard, J. P., eds., A Field Guide to Cretaceous and Lower Tertiary Beds of the Raritan and Salisbury Embayments, New Jersey, Delaware and Maryland: American Association of Petroleum Geologists–Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Annual Meeting, Washington, D.C., p. 70–91.

VAIL, P. R., AND HARDENBOL, J., 1979, Sea-level change during the Tertiary: Oceanus, v. 22, p. 71–79.

———, HARDENBOL, J., AND TODD, R. G., 1984, Jurassic unconformities, chronostratigraphy, and sea-level changes from seismic stratigraphy and biostratigraphy, *in* Schlee, J. S., ed., Interregional Unconformities and Hydrocarbon Accumulation: American Association of Petroleum Geologists Memoir 36, p. 129–144.

———, MITCHUM, R. M., JR., AND THOMPSON, S., III, 1977, Seismic stratigraphy and global changes of sea level, part 3: Relative changes of sea level from coastal onlap, *in* Payton, C. E., ed., Seismic stratigraphy–Applications to Hydrocarbon Exploration: American Association of Petroleum Geologists Memoir 26, p. 63–81.

WATTS, A. B., AND STECKLER, M. S., 1979, Subsidence and eustasy at the continental margin of eastern North America, *in* Talwani, M., Hay, W., and Ryan, W. B. D., eds., Deep Drilling Results in the Atlantic Ocean: Continental Margins and Paleoenvironment: Maurice Ewing Series, v. 3: American Geophysical Union, Washington, D.C., p. 218–234.

WELLER, S., 1907, A Report on the Cretaceous Paleontology of New Jersey: Geological Survey of New Jersey, Trenton, 871 p.

WOLFE, J. A., AND PAKISER, H. M., 1971, Stratigraphic interpretations of some Cretaceous microfossil floras of the Middle Atlantic States: U.S. Geological Survey Professional Paper 750-B, p. B35–B47.

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

第十八篇　阿拉巴马州中部白垩—第三纪界限的层序地层背景

A.D.Donovan，G.R.Baum，G.L.Blechschmidt，
T.S.Loutit，C.E.Pflum，and P.R.Vail

摘要　在阿拉巴马州中部 Braggs 镇附近，Clayton 组下部存在一个横跨白垩纪—第三纪（K—T）界限的完整剖面。K—T 的微动物群和微植物群过渡出现在直接覆盖在一层序界限（以下伏的 Prairie Bluff 组的区域性削截为标志）之上的厚 2.5m（8ft）的砂岩和灰岩互层段内。这一层序界限与麦斯特里希特阶（Maastrichtian）晚期（67Ma）的海平面下降有关。在 Clayton 组底部，互层的砂岩和石灰岩解释为后来的海平面相对上升期间沉积在内部陆架上的后进（backstepping）海相准层序。这两个准层序之上接着覆盖了 1.5m（5ft）厚的富含海绿石的地层，这一地层代表缓慢陆源沉积及准层序后进的继续和海岸线后退期间产生的密集段。

在 Braggs 已发现三个小的铱异常。这些异常出现在 Prairie Bluff 组的最上部和 Clayton 组的底部的海泛面上，经解释认为是准层序界面。最上部异常与 Clayton 组底部发育很好的密集段的底相吻合。在 Braggs 地区，铱的富集与海泛面的同时出现，表明铱出现于麦斯特里斯阶的晚期到达宁阶（Danian）早期的广海中，但只在陆源沉积物非补偿期集中。因此，在 K—T 界面上，沉积物供应的变化，可能还有盆地位置是控制铱富集的主要因素。

一、引　　言

对白垩纪—第三纪（K—T）界面的重新感兴趣是由一假说引起的，这一假说认为，在这一过渡期观察到的生物灭绝是灾变性的，灾变来自一个大的外星体与地球的碰撞（Alvarez 等，1979；Alvarez 等，1980；Alvarez 等，1982）。这一假说是基于在一粘土层底部微量元素铱异常富集的发现之上的，这一粘土层典型地出现于全球性许多海相剖面中的 K—T 界面上。因为地壳中的铱是很稀少的。因此假设铱来源于地球外。在 Alvarez 模型中，一个大的外星体与地球碰撞，碰撞引起的灰尘浮于空中，抑制了光合作用的进行，从而导致食物链的崩溃，生物的灾变性灭绝。最近，在全世界 8 个独立的 K—T 界面上，受撞击石英颗粒的发现被用来支持这一碰撞假说（Bohor 等，1987）。

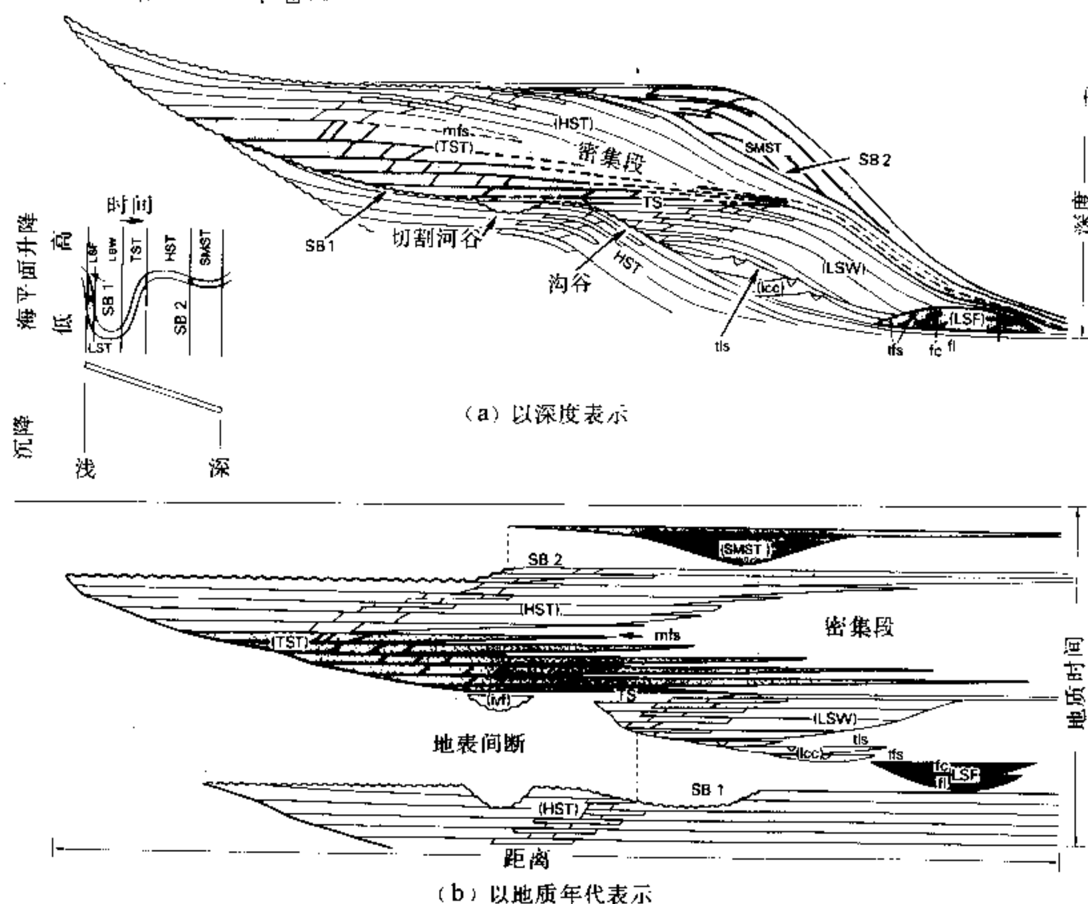
在阿拉巴马的 Braggs，K—T 层序地层分析可以帮助了解有助于 K—T 铱富集的过程。而 Worsley（1974，P107−109）以前曾将 Braggs 剖面描述为“…世界上跨过 K—T 界面最密切的过渡性剖面。”

二、层序地层的概念

沉积层序是一套成因上有联系的相对整一的地层序列，其顶底以不整合或与它们可对比的整合面为界（Mitchum，1977；Van Wagoner 等，本卷）。每一个层序被解释为形成于一个海平面升降周期，有一个海平面下降的始末（Posamentier 等，本卷）。每一个层序的基本构成要素是一系列叫做准层序的地层束（Van Wagoner，1985；Van Wagoner 等，本

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

卷)。每一个准层序被认为是向上变浅的前积层或层组序列，以海泛面为界。准层序可以在退积（retrograding）、加积（aggrading）和前积准层序组中叠置起来。在每一个层序中（图 14-1（a）），有一套有序的准层序组，并解释为沉积体系域（Van Wagoner 等，本卷；Posamentier 和 Vail，本卷）。



（a）以深度表示

（b）以地质年代表示

图 18-1

(a) 完整的Ⅰ型沉积层序界面的地层横剖面。这个沉积层序沉积在一个高水位期沉积体系域（HST）顶部，其上覆盖了由Ⅱ型层序界面不整合产生的陆架边缘楔形体（SMW）。密集段（虚线）包含了海进和高水位体系域的远端部分。(b) (a) 中同一地层序列的时间—距离图。密集段朝盆地方向持续时间增加，由于海进体系域中退积准层序的连续上超而使底部向陆地方向逐渐变新。最大海泛面（mfs）也叫下超面（Mitchum，1977）作为海进和高水位体系域的分界线。这个面构成了有力的地层和时间地层标准层。说明：SB—层序边界；SB1—Ⅰ型层序边界；SB2—Ⅱ型层序边界；DLS—下超面；mfs—最大洪水面；tfs—顶部扇面；tls—有堤河道的顶面；TS—海侵面（最大海退之上的第一次洪水面）；HST—高水位期沉积体系域；TST—海侵沉积体系域；LST—低水位期沉积体系域；ivf—切割河谷充填；LSW—低水位期楔形体；lcc—堤道复合体(大陆斜坡扇)；LSF—低水位期扇；fl—扇舌；fc—扇道；SMST—陆架边缘沉积体系域

在具有明显的陆架坡折带的盆地中，低水位期沉积体系域，由两个独立的不是同期的单元—低水位期扇和低水位期楔形体组成（Van Wagoner 等，本卷）。在最先的海平面下降过程中，侵蚀、沉积物过路冲蚀（bypass）和河流的下切作用在陆架上出现。同时，海底峡谷切入大陆斜坡，并在盆地中沉积了海底扇。低水位楔大约在海平面的低水位期出现，形成一个上超于大陆斜坡而下超下伏的海底扇的有限单元。在陆架上，在低水位期间，被切割地形开始充填，随着后来的海平面上升，陆源沉积物的沉积场所很快越过陆架，形成一个典型的横过下伏的低水位期沉积体系域的海侵面。在这海侵面之上形成了海进体系域的退积式海相

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

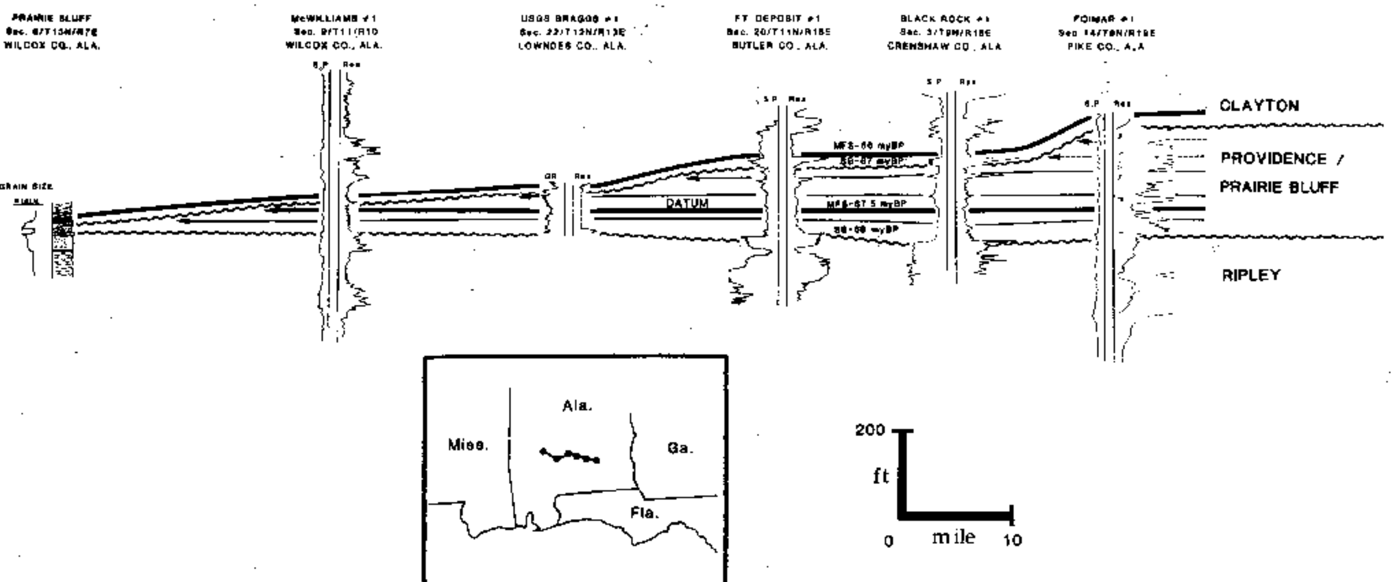


图 18–3　阿拉巴马州中部 Prairie Bluff 组和 Providence 组顶部，由 67Ma 的层序界限（SB）处侵蚀造成准层序的区域性削截。在 Prairie Bluff 组内的最大洪水面（MFS）是最基本的证据；但在阿拉巴马州西部却用 Ripley 组的顶部

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

准层序。最后，加积和前积准层序组形成上覆的高水位体系域。

密集段(图 18–1(a))是一个从盆地延伸到陆架上的薄层沉积相。这个相发育在滨线迅速海进到陆架上的陆源沉积物非补偿期间（Loutit 等，本卷）。密集段的底和顶(图 18–1(b))是穿时的，盆地中沉积作用减弱出现的时间要比陆架上的长。随着陆源沉积物非补偿的继续，其他组成物，象火山碎屑、宇宙成因碎屑、自生矿物便能大量堆积。同样，浮游生物就不会被陆源沉积物冲淡，因此产生了密集的地层记录。这个压缩了的记录，可以给出中断性的或灾变性的动物群变化的印迹。在朝陆方向上陆源碎屑物质增厚的剖面中，存在着同样的但不那么密集的过渡记录，浮游生物带典型地相互交错接合，集群灭绝也就不很明显。

三、阿拉巴马州中部 K—T 界限的地质背景

阿拉巴马州中部麦斯特里希阶和达宁阶的海岸平原剖面中含有许多由不整合界定的组(图 18–2)。中、上麦斯特里希阶 Prairie Bluff 组是白垩纪最新的组。Prairie Bluff 组岩相向东阿拉巴马由含化石的泥岩变为名为 Providence 组的潜穴的到成层的砂岩（Donovan 1986)。Prairie Bluff 组和 Providence 组之上直接覆盖了 Clayton 组。Clayton 组主要在达宁阶早期形成，在它的底部局部含有麦斯特里希阶最上部的地层。

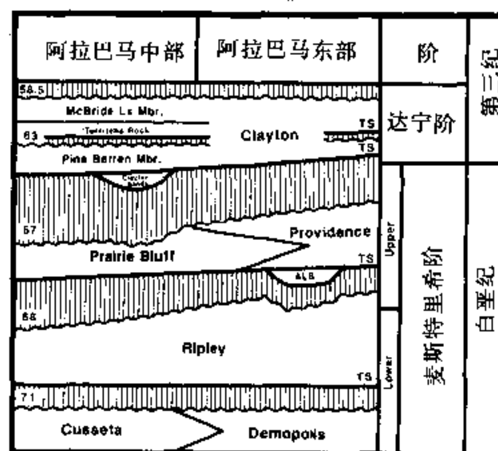


图 18–2 阿拉巴马州中部和东部麦斯特里希阶和达宁阶的地层（据 Donovan，1986）

1 层序界限（不整合）距今百万年。ALB = Alexander's Landing 岩层；TS = 海进面

Prairie Bluff 组和 Providence 组的顶部以一个区域不整合为标志，这个不整合被解释为层序界限（图 18–3）。层序界限之上即 Clayton 组的底部，很典型地覆盖了 0.2—0.6m（0.5—2ft）厚的石英和磷酸盐卵石滞留物，这被认为是一个海侵面（Donovan 1985)。在一些地方，Prairie Bluff 组顶部的层序界限和 Clayton 组底部的海侵面发生分叉，侧向上以突然出现的不连续砂岩体为界。这些砂岩体被解释为下切河谷充填沉积物(Donovan 1986)。沿 Lowndes 县 Mussel 溪（Donovan 1986)，Miller's Ferry 处的阿拉巴马河（Lamoreaux，Toulmin，1959）以及阿拉巴马州西部的 Rooster 桥的 Tombigbee 河(Smith 等，1984）对它们作了观察。在 Mussell 河和 Rooster 桥处，白垩纪的大古动物群、微古动物群、微古植物群出现在下切河谷充填物中。在这些沉积物中缺少达宁阶的化石，表明白垩纪的化石不仅仅只遭受了改造。Braggs 地区 K—T 界限剖面位于一个河间地带，在这里，层序界限和 Clayton 组底部的海侵面一致。

四、Braggs 区

在本文中分析的 K—T 界限的路边露头，位于阿拉巴马州 Lowndes 县 Braggs 镇东南 6.4km 的阿拉巴马 263 号公路上（SE／NE Sec.22，T12N，R13E）(图 18–4)。先前在这个

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

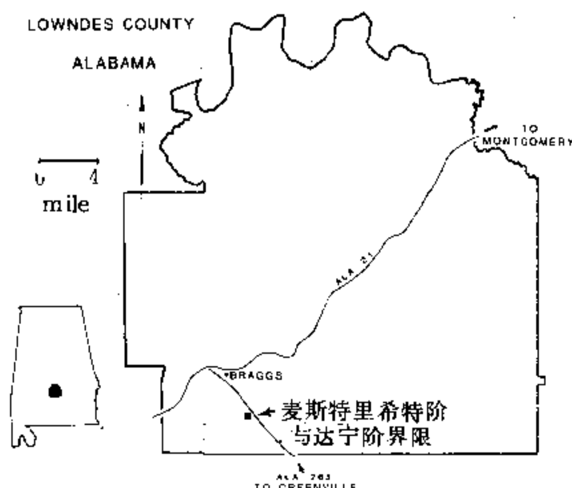


图 18–4 阿拉巴马州 Braggs 镇东南，阿拉巴马 263 号公路上 K—T 界限剖面的位置

地方曾对钙质超微浮游生物（Worsley, 1974）、花粉（Jarzen, 1978）和介形类（Smith, 1978）作过研究，并对软体动物生物地层学和磁性地层学作过分析（Jones 等，1987）。在 Copeland 和 Mancini 的文章（1986）里对这个剖面进行了详细描述。

本文描述的 Braggs 露头上的实测剖面示于图 18–5 中。所有跨越 K—T 界限的超微浮游生物带在这个地方都出现（图 18–6）；但浮游生物有孔虫 Pla (Globigerina eugubina) 带没有找到。从露头底部向上 3m 突然出现变化（图 18–5），在那里，一层含中砾滞留沉积把 Prairie Blutt 组（下面）的含化石的泥岩同 Clayton 组（上面）的互层的砂岩和石灰岩（砂质泥粒灰岩）分开。这些砂岩和石灰岩含有多种底栖和浮游生物，指示了正常盐度的陆架环境。含有破碎的大动物碎片和中粗粒石英砂的砂质灰岩层与互层的泥质砂岩相比，与高能沉积作用关系更密切。在实测剖面（图 18–5）上，微古动物和微古植物的 K—T 界限出现在实测剖面上 3 到 5.5m（10 到 18ft）处的灰岩和砂岩互层处。根据有孔虫和钙质超微浮游生物，界限放在 Clayton 组底部之上 0.3 到 0.8m（2 到 3ft）处（图 18–6）。

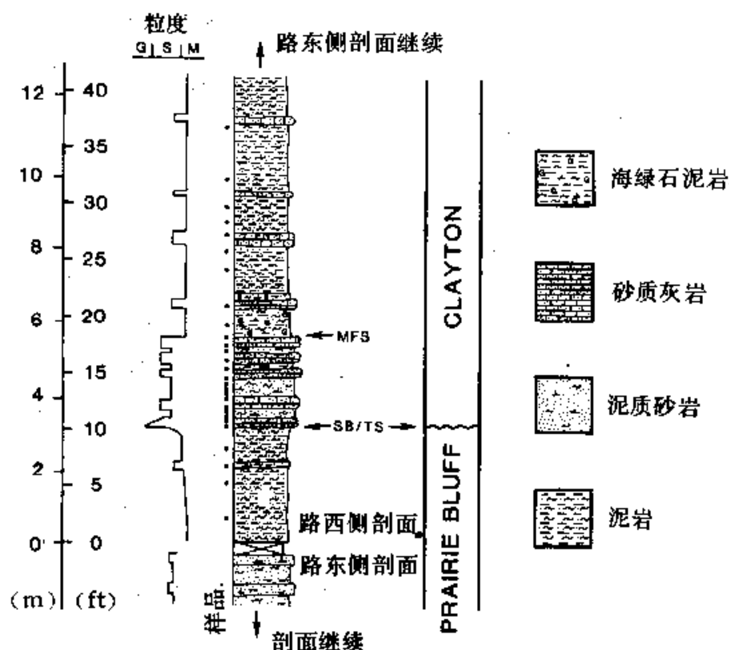


图 18–5 Braggs K—T 界限露头的岩石地层学

SB＝层序界限；TS＝海侵面；MFS＝最大洪水面（下超面）

从实测剖面（图 18–5）的底部大约 5.5m 处，岩性突然发生变化，从石灰岩和砂岩互层（下面）变为海绿石质泥岩（上面）。在最上面的石灰岩的顶部有许多潜穴和钻孔。潜穴对

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

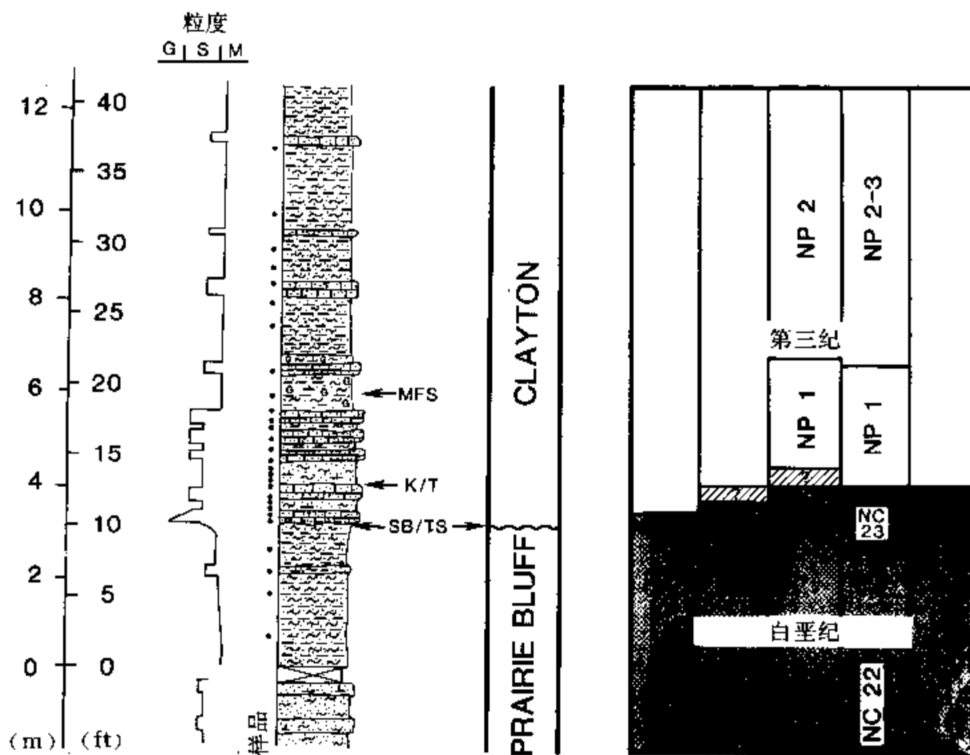


图 18-6 Braggs K—T 界限剖面的生物地层

根据钙质超微化石和微动物群，K—T 界限位于从 Clayton 组底界向上 0.6 到 0.9m（2 到 3ft）处

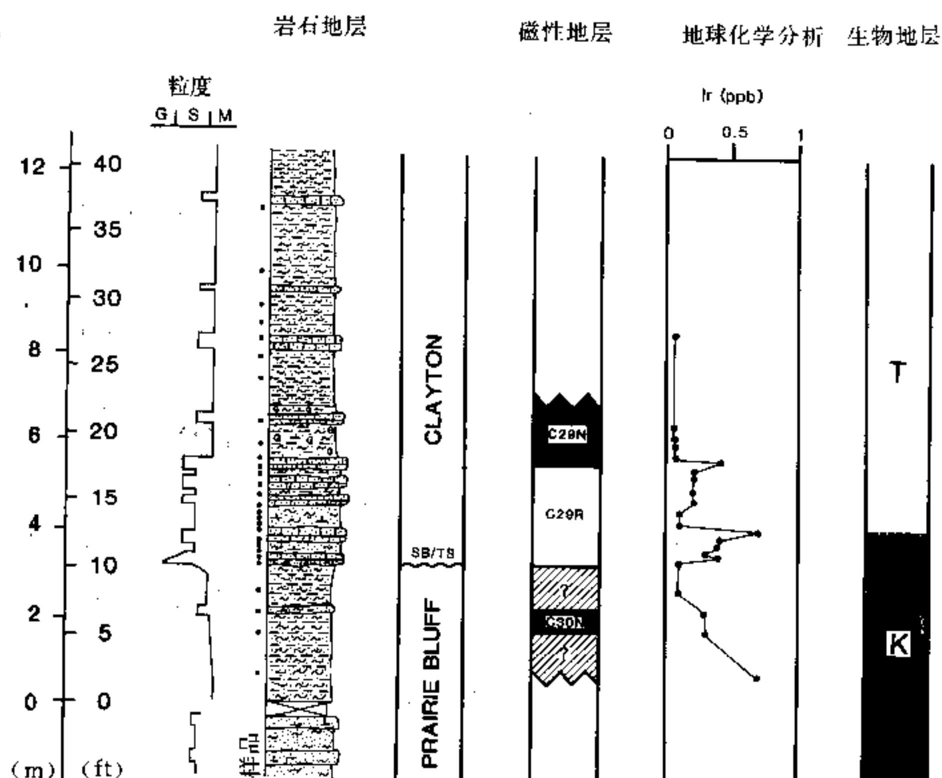


图 18-7 Braggs 的磁性地层学及铱的分布

铱分析是在不含碳酸盐的基质中通过火试金的方法进行的。磁性地层学引自 Jones 等（1987）

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

组构是有选择性的，但没有截切构架组分。钻孔对组构没有选择性，表明这个层面至少部分早期石化（可能为海相硬地）。在这层面之上的富含海绿石层（实测剖面上 5.5 到 7m 或 18 到 23ft）含有相当多种底栖有孔虫群体，但形态保存不如 5.5m（18ft）以下的地层。在这个层段内观察到的少数浮游有孔虫由于溶解作用和新生变形作用而处于不同的破坏阶段。从实测剖面（图 18-5）的 7.0m 到 9.1m 处，海绿石的含量渐减，到 9.1m（30ft）以上，Clayton 组在结构上开始和实测剖面底部的 Prairie Bluff 组相似。

图 18-7 给出了 Braggs 剖面的地球化学和磁性地层分析。在这个剖面中有三个显著的铱峰值。最下面的异常出现在麦斯特里希特阶，中间异常在 K—T 界限附近，上部异常在 5.5m（18ft）处有潜穴或钻孔（灰岩海绿石泥岩）的面上。最上部异常是 Baum 等发现的（1984）。在大多数的 K—T 界限位置上，人们报导过（Smith 和 Romein，1985）有一个铱峰值恰好在 K—T 过渡带下面。

五、Braggs 地区的层序地层学

图 18-8 是 Braggs K—T 界限剖面的层序分析。Prairie Bluft 组顶部的层序界限是由区域性削截（图 18-2），局部的下切河谷充填和局部古土壤发育确定的（Donovan，1986）。这个层序界限与麦斯特里希特阶晚期（67Ma）一个大的海平面下降有关，而这次海平面下降与 Tejas 超旋回的开始相吻合（图 18-9）。Greenlee 和 Moore 也讨论了这个界限（本卷）。随着后来海平面上升的开始，局部下切地形充填了沉积物。当海平面上升到足以把露出地表的古陆架淹没时，Clayton 组底部的海侵面就形成了。

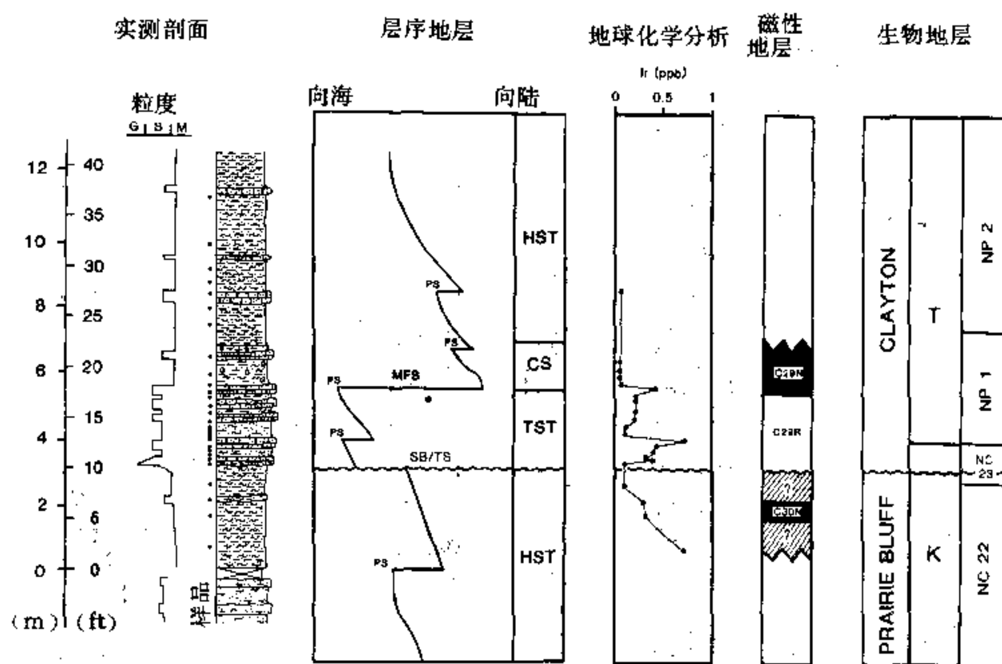


图 18-8 Braggs 地区 K—T 界限的层序地层解释、较高的铱富集出现在麦斯特里希特阶晚期到达宁阶早期被解释为准层序界限的海泛面上

TST＝海进体系域；HST＝高水位体系域；CS＝密集段；TS＝海进面；MFS＝最大海泛面；PS＝准层序界限

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

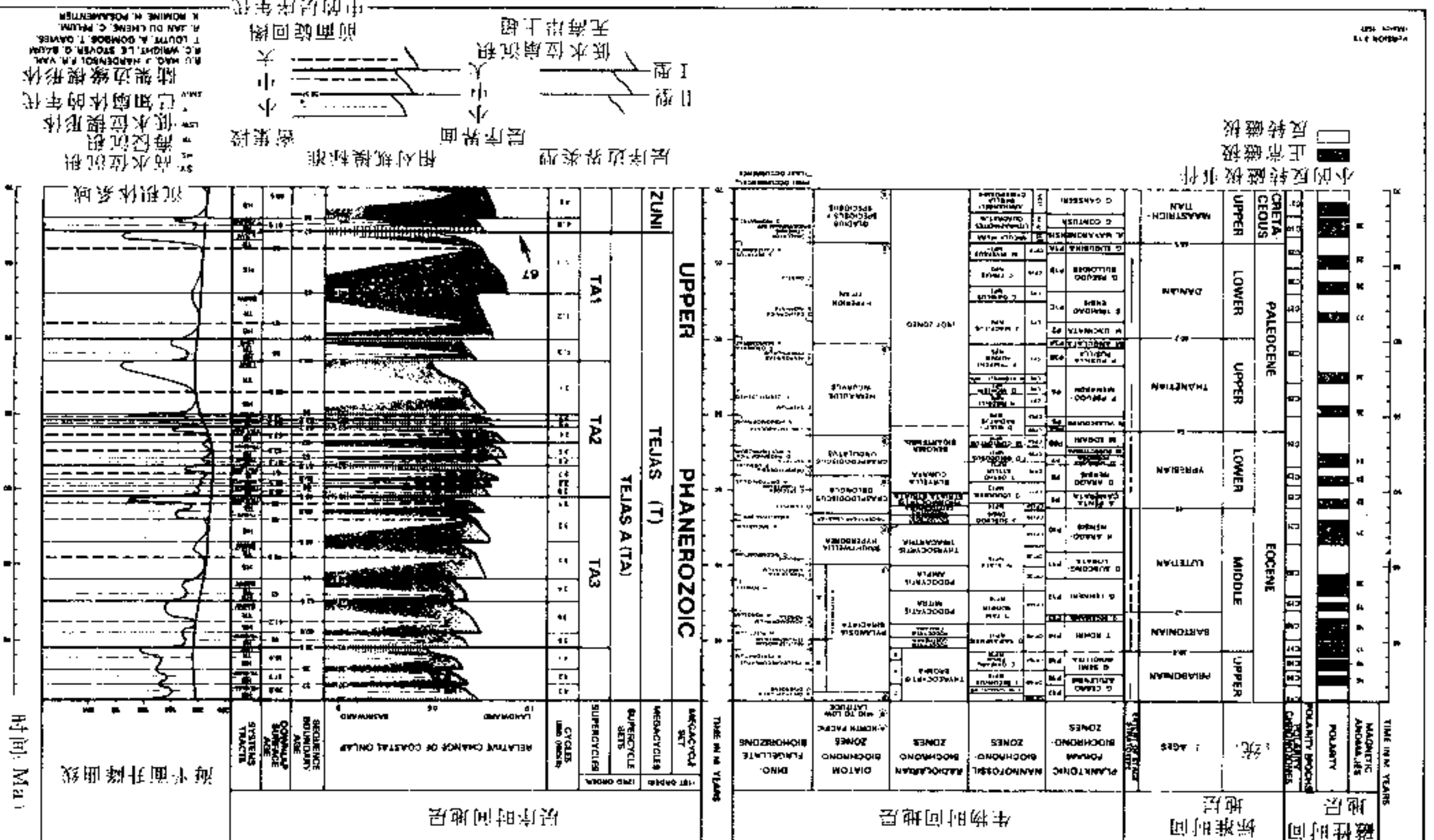


图 18-9 新生代周期曲线图（自 Hag 等，1987）

Prairie Bluft 组和 Clayton 组间的层序界限被认为是 67Ma，在 Clayton 组底部密集段的最大海泛面（下超面）的年龄为 66Ma。HS—高水位沉积；TR—海侵沉积；LSW—低水位楔形体；F—已知扇体的年代；SMW—陆架边缘楔形体

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

在 Braggs 区的 Clayton 组底部的互层的泥质砂岩和砂质泥粒灰岩被解释为代表海进体系域内的两个准层序。古动物定义的 K—T 界限出现在海进体系域内部，时间定为麦斯特里希特阶晚期到达宁阶早期。覆盖在 Clayton 组底部砂岩和石灰岩层之上的海绿石泥岩，标志着在古陆架最大海泛期间形成的一个密集段。这个密集段的最大海泛时间位于 NP1 动物化石带内。这同所解释的这个旋回的下超面的 66Ma 相一致（图 18–9）。在实测剖面上 7m (23ft) 以上，陆源沉积物的增加标志着高水位沉积的开始。图 18–10 是对美国地质调查所在此处钻的 Braggs1 号试验井的地球物理测井用层序进行的解释。

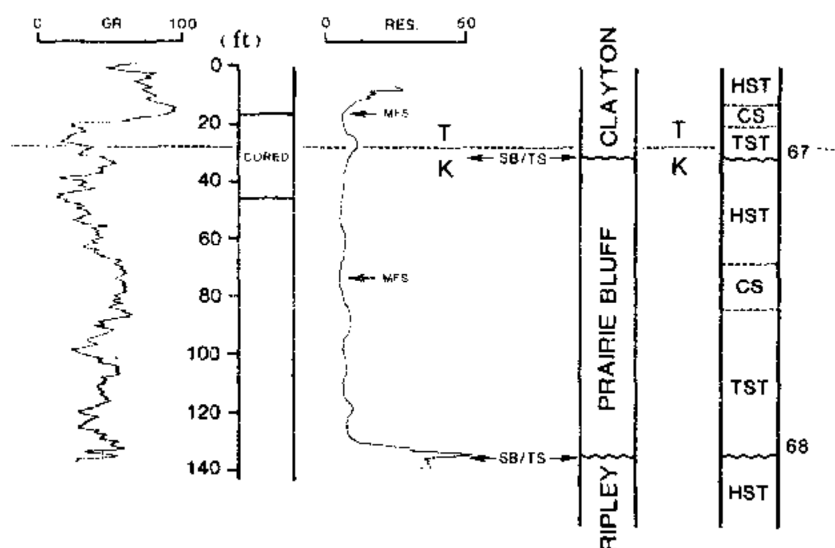


图 18–10　美国地质调查所 Braggs1 号试验井的层序地层解释。测井响应曲线已用美国地质调查所的岩心及 Braggs 附近的 K—T 界限进行了校正。Braggs 实测剖面的底对应于测井 38ft（12m）深

六、Braggs 处地球化学异常和 K—T 界限：小结

在 Braggs 的三个显著铱异常（图 18–8）中，最下面一个出现在麦斯特里希特阶晚期，中间一个在 K—T 界限附近，上面一个在 NP1 动物化石带内。这些异常与解释为准层序界限的海侵面相一致。最上部的准层序界限也是发育很好的密集段的底部。在这些海泛面上铱的出现表明从麦斯特里希特阶晚期到达宁阶早期，铱在广海中存在，并在由海平面快速上升引起的陆源沉积物非补偿期间，在阿拉巴马古陆架上富集。因此可以看出，铱并不是由 K—T 分界期间一个独特事件带入大气层中的，而是在大气层中存在了相当长的时间。

虽然 Alvarez 等（1982）总体上没有考虑过海平面变化对 K—T 界限上较深海记录的影响但我们确信，这个假说是不正确的。海平面下降和上升可以对盆地轮廓、地层分布模式、沉积速率及海洋地球化学产生重大的变化。以全球性陆表海下降为标志，发生在麦斯特里希特阶晚期的重大海平面下降（Grabau，1940；Dott 和 Batten，1981），以及后来的海平面上升，对全球沉积模式、生物演化及全球海洋地球化学条件有重大影响。全球范围内，K—T 界限以一海相陆源沉积物非补偿期为标志。不论是什么原因引起这个时期水体中铱富集的增加，与全球性海平面上升有关的陆源沉积物的减少是使沉积物中铱和其它可能的宇宙碎屑发生富集的作用中的一个基本部分。由于溶解而引起的铱的富集，象在丹麦 Stevns Klint 观察到的那样，也应该加以考虑（Ekdale 和 Bromley，1984）。盆地边缘位置，例如象

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

Braggs，提供了比较清晰的、压实不强的K—T过渡带记录，并说明沉积物供应是控制铱富集的一个重要因素。

（吴裕根译）

参 考 文 献

ALVAREZ, L. W., ALVAREZ, W., ASARO, F., AND MICHEL, H. V., 1980, Extraterrestrial cause for the Cretaceous-Tertiary extinction: Science, v. 208, p. 1095--1108.

ALVAREZ, W., ALVAREZ, L. W., ASARO, F., AND MICHEL, H. V., 1979, Experimental evidence in support of an extraterrestrial trigger for the Cretaceous-Tertiary extinctions: EOS, v. 60, p. 734.

———, ———, ———, AND ———, 1982, Current status of the impact theory for the terminal Cretaceous extinction, *in* Silber, L.T., and Schultz, P. H., eds., Geological Implications of Impacts of Large Asteroids and Comets on the Earth: Geological Society of America Special Paper 190, p. 305–316.

BAUM, G. R., BLECHSCHMIDT, G. L., HARDENBOL, J., LOUTIT, T. S., VAIL, P. R., AND WRIGHT, R. C. 1984, The Maastrichtian/Danian boundary in Alabama: A stratigraphically condensed section: Geological Society of America, Abstracts with Programs, v. 16, p. 440.

BOHOR, B. F., MODRESKI, P. J., AND FOORD, E. E., 1987, Shocked quartz in the Cretaceous-Tertiary boundary clays: Evidence for a global distribution: Science, v. 225, p. 705--709.

COPELAND, C. W., AND MANCINI, E. A., 1986, Cretaceous-Tertiary boundary southeast of Braggs, Lowndes County, Alabama, *in* Neathery, T. L., ed., Centennial Field Guide Volume 6, Southeastern Section of the Geological Society of America, p. 369–372.

DONOVAN, A. D., 1985, Stratigraphy and sedimentology of the Upper Cretaceous Providence Formation (western Georgia and eastern Alabama): Unpublished Ph.D. Dissertation, Colorado School of Mines, Golden, Colorado, 236 p.

———, 1986, Sedimentology of the Providence Formation, *in* Reinhardt, J., ed., Stratigraphy and Sedimentology of Continental, Nearshore, and Marine Cretaceous Sediments of the Eastern Gulf Coastal Plain: American Association of Petroleum Geologists Annual Meeting, SEPM Field-trip Guidebook No. 3, p. 29--44.

DOTT, R. H., AND BATTEN, R. L., 1981, Evolution of the Earth, McGraw-Hill, New York, 573 p.

EKDALE, A. A., AND BROMLEY, R. G., 1984, Sedimentology and ichnology of the Cretaceous-Tertiary boundary in Denmark: Implications for the causes of the terminal Cretaceous extinction: Journal of Sedimentary Petrology, v. 54, p. 681--703.

GRABAU, A. W., 1940, The Rhythm of the Earth: Henri Vetch, Peking, 561 p.

HAQ, B. U., HARDENBOL, J., AND VAIL, P. R., 1987, Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic: Science, v. 235, p. 1156--1167.

JARZEN, D. M., 1978, The terrestrial palynoflora from the Cretaceous-Tertiary transition, Alabama, USA: Pollen et Spores, v. 20, p. 535--553.

JONES, D. S., MULLER, P. A., BRYAN, J. R., DOBSON, J. P., CHANNELL, J. E., ZACHOS, J. C., AND ARTHUR, M. A., 1987, Biotic, geochemical, and paleomagnetic changes across the Cretaceous-Tertiary boundary at Braggs, Alabama: Geology, v. 15, p. 311--315.

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

LAMOREAUX, P. E., AND TOULMIN, L. D., 1959, Geology and ground-water resources of Wilcox County, Alabama: Alabama Geological Survey County Report 4, 280 p.

MITCHUM, R. M., 1977, Seismic stratigraphy and global changes of sea level, part 1: Glossary of terms used in seismic stratigraphy, *in* Payton, C.E., ed., Seismic Stratigraphy-Applications to Hydrocarbon Exploration: American Association of Petroleum Geologists Memoir 26, p. 205–212.

SMIT J., AND ROMEIN, A. J., 1985, A sequence of events across the Cretaceous-Tertiary boundary: Earth and Planetary Science Letters, v. 74, p. 155–170.

SMITH C. C., MANCINI E. A., AND RUSSELL, E. E., 1984, The Cretaceous-Tertiary boundary in eastern Mississippi and western Alabama: Lithostratigraphy and biostratigraphy (Abst.): Geological Society of America, South-Central Section, Abstracts with Programs v. 16, p. 113.

SMITH, J. K., 1978, Ostracoda of the Prairie Bluff Chalk, Upper Cretaceous (Maastrichtian), and the Pine Barren Member of the Clayton Formation, Lower Paleocene (Danian), from exposures along Alabama State Highway 263 in Lowndes County, Alabama: Gulf Coast Assoications of Geological Societies, Transactions, v. 28, p. 539–579.

VAN WAGONER, J. C., 1985, Reservoir facies distribution controlled by sea level change (Abst.): Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Annual Midyear Meeting, Abstracts with Programs, p. 91–92.

WORSLEY, T., 1974, The Cretaceous-Tertiary boundary event in the ocean, *in* Hay, W. W., ed., Studies in Paleo-oceanography: Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication 20, p. 94–125.

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

第十九篇　层序地层学的概念在墨西哥湾和大西洋盆地下第三系露头中的应用

Gerald R. Baum and Peter R.Vail

摘要　Ⅰ型和Ⅱ型层序边界可以用于地震、测井和露头资料的区域性对比。海相密集段（沉积物明显减少的带）将划分这些层序，并作为下超面用地震方法加以识别。层序边界的年代，可根据在它的向盆地方向处的可以对比的整合面确定。沉积层序不是同时层或它生地层单元。同时层或他生层序单元仅仅和不整合或可以识别的不连续面延伸一样远。层序以不整合面和与之可以对比的整合面为界，因而在超出不连续面的范围之外是可以识别的。因为在墨西哥湾和大西洋盆地，绝大多数出露的下第三系地层单元都沉积在它们各自陆架斜坡坡折的靠陆一侧，Ⅰ型不整合面附近常见的深海扇沉积的证据被排除了。但是，区域性填图普遍揭示了断续的下切河谷；它们是Ⅰ型不整合的标志，典型情况下，下切河谷中上超充填以富含储层的河流到河口湾的沉积物。此外，层序边界的特点是截然覆于相对深水相之上的相对浅水相突然向下迁移。在碳酸盐岩地区，出露地表的不整合以中等岩溶溶洞，磷酸盐岩中砾砾岩和早期印模孔隙的沉积物充填为典型特征。

密集段以异常集中的乳头状到舌状的海绿石、浮游生物、磷酸盐和外来矿物，以及通常与硬地和潜穴化停积面（burrowed omission surface）伴生的海绿石化和（或者）磷酸盐化的表面为特征。硬地以水下、针状、叶片状或（和）球粒状海相胶结物的晶间沉积充填和与密集段伴生的硬地之上的方解石突然向更大的负 δ^{13}C 值转移为特征。

这些概念在露头研究上的应用，揭示出许多阶的界面典型地不处在层序边界面上。它们不是被与密集段伴生的微古生物间断面和（或者）浮游生物带界面，就是被覆盖在下切河谷充填物的海侵（海泛）面所限。但目前认可的关于欧洲和墨西哥湾海岸地区阶的划分不足以反映在露头上识别出的高频的海岸上超旋回。

因为大多数微古生物带明显地跨越了层序边界，所以，当前现行的微古生物带难以精确地确定层序边界的年代。然而，它们可以逼近层序边界的位置。通过物理地层学、地震地层学和古生物学的综合，这些高频率的全球海平面变化是可以分辨的，并可拟合于一个相对时间框架中。

一、引　　言

在过去 10 年里，地震地层学技术的完善和发展，给地层对比增添了大比例尺的地层几何形态的量纲，并为根据沉积层序的认识进行区域对比增加了新的动力（图 19–1，Vail 1976; Todd and Mitchum 1977; Vail 等 1977; Vail 等 1980; Vail 等 1982; Vail and Todd 1981）。地震资料弥补了露头上岩石记录的不完整性；然而，由于地震分辨率的限制，进行露头的研究，为确定层序边界的年代和物理性质提供了直接的方法。露头和地震观察的综合，为层序内部组成单元的划分和海岸上超曲线图的完善提供了框架（图 19–1、图 19–2、图 19–3）。所以，综合性地层研究是把根据地面作出的层型和全球海平面上超旋回联系在一起的唯一方法。

层序边界不是同时层（Synthems，Salvador，1987）或他生地层单元（allostratigraphic unit，地层分类北美委员会，1983）。层序可以超过它们的边界不整合延伸范围之外，通过

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

对比与它们的可以对比的整合面加以证实。同时层或他生地层单元只能在边界不整合面或不连续面能够证实的地方识别出来。

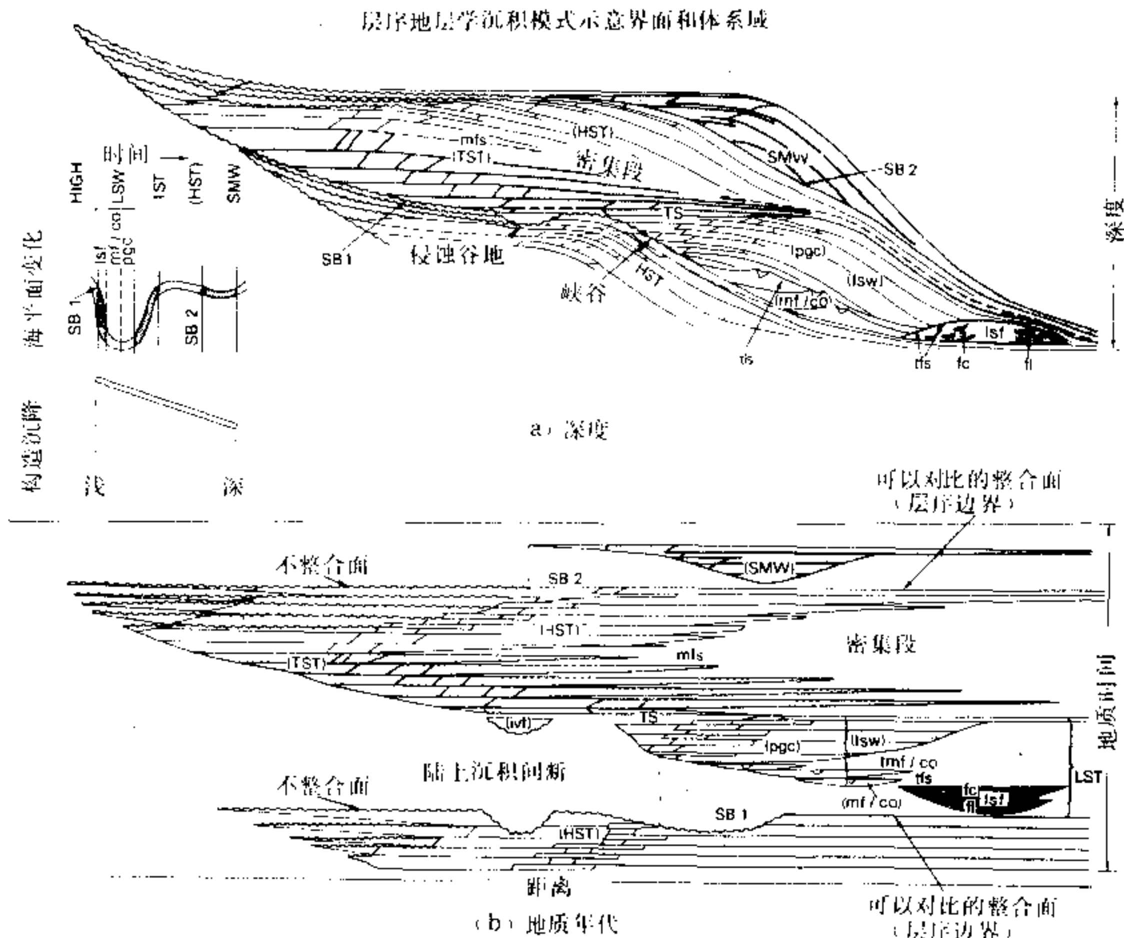


图 19-1　用线性深度和线性地质时间表示的Ⅰ型和Ⅱ型层序

暴露不整合面不是一条等时线，但在盆内整合边界处则是，这是他生地层单元与层序地层间的实质性差异。图例：SB—层序边界；SB1—Ⅰ型层序边界；SB2—Ⅱ型层序边界；DLS—下超面；mfs—最大海泛面；tfs—扇顶面；tmf／co—整体流／水道溢岸体顶；TS—海进面（最大海退上的首次海泛面）；HST—高水位体系域；TST—海进体系域；ivf—下切河谷充填；LST—低水位体系域；lsw—低水位楔；pgc—前积复合体；mf／co—块体流／水道溢岸沉积；lsf—低水位扇；fc—扇水道；fl—扇朵叶体；SMW—陆架边缘体系域

在古生物分带可信度内，沉积层序的同时代性已为卡罗来纳（Carolinas）的始新世碳酸盐岩所证实（Baum 等，1979a；Powell and Baum，1982，1984）。该工作已深入到阿拉巴马（Alabama）的下第三系（Baum 等，1982）和欧洲，以检验具有不同构造历史的盆地中陆源碎屑沉积的同时代性。墨西哥湾和大西洋海岸平原具有化石最丰富、出露最全的露头可供研究。在用于确定和鉴定层序边界年代的技术的分辨率范围内，在墨西哥湾和大西洋盆地内的第三纪盆地中的层序边界是同时代的，所以支持了层序边界是由海平面升降造成的观点（Vail，1976；Vail 等，1977；Vail and Hardenbol，1979）。尽管构造历史相对发育、层序分布和几何形态有影响（比如卡罗来纳的全新世碳酸盐岩，Baum 等，1979a；Baum 等，1979b；Baum，1981；Powell，1985），但控制层序边界的驾驭性因素显然是海平面的升降。这样，沉积速率似乎不会影响层序的年代，但碳酸盐岩对海平面的迅速变化的反应灵

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

敏（“give up”，Kendall and Schlager，1981）。

二、层序地层学的概念

沉积物是可容纳空间（可供沉积的空间，Posamentier 等，本卷）速率变化的响应。从沉积模型看出，可容纳空间基本上是下面两个因素的函数：沉降与海平面变化（Vail and Todd，1981；Vail 等，1982，1984；Posamentier 等，本卷）。这些作者们认为迅速升降的海平面控制着大陆边缘地层的几何形态，其基本的地层单元是由 Mitchum 等人（1977，P53）定义的沉积层序，即“相对整一的成因上有联系的一套地层，其顶底为不整合面或可与之对比的整合面所界”。

沉积层序的边界不整合被解释为海平面迅速下降所致。Vail 和 Todd（1981）将边界不整合分为Ⅰ型和Ⅱ型边界不整合。在Ⅰ型不整合形成时，海平面下降的速率超过陆架边缘的沉降速率，其结果在陆架形成负的可容纳空间，陆架开始受到侵蚀。此时可能在盆地内发生点源式深海扇沉积。随着海平面下降速率减小和可容纳空间的增加，沉积作用向陆地方向迁移。在海平面上升速率最大时，陆源碎屑捕集在向陆地方向，同时伴生有从外陆架到半深海的沉积物匮乏现象（非补偿现象）。这些沉积物非补偿段称为密集段（Loutit 等，本卷）。随海平面上升速率和可容纳空间的减小，高水位沉积前积在密集段上。

在Ⅱ型不整合面形成时，海平面的下降速率低于陆架边缘的沉降速率。其结果是在陆架边缘朝陆地一侧的海岸上超突然向下迁移，随后，响应Ⅰ型层序中所描述那样的海平面变化，产生密集段和高水位体系域的沉积。

地震和露头观测的综合研究，使 Baum 等人（1982）能够识别出这两类沉积层序，并将每个沉积层序划分成不同的体系域（图 19—1、图 19—3）。

1. Ⅰ型沉积层序

Ⅰ型沉积层序定义为相对整一的成因上有联系的一套地层，其底部以Ⅰ型层序边界为界，其顶部以Ⅰ型或Ⅱ型层序边界为界（据 Mitchum 等人修改，1977）。

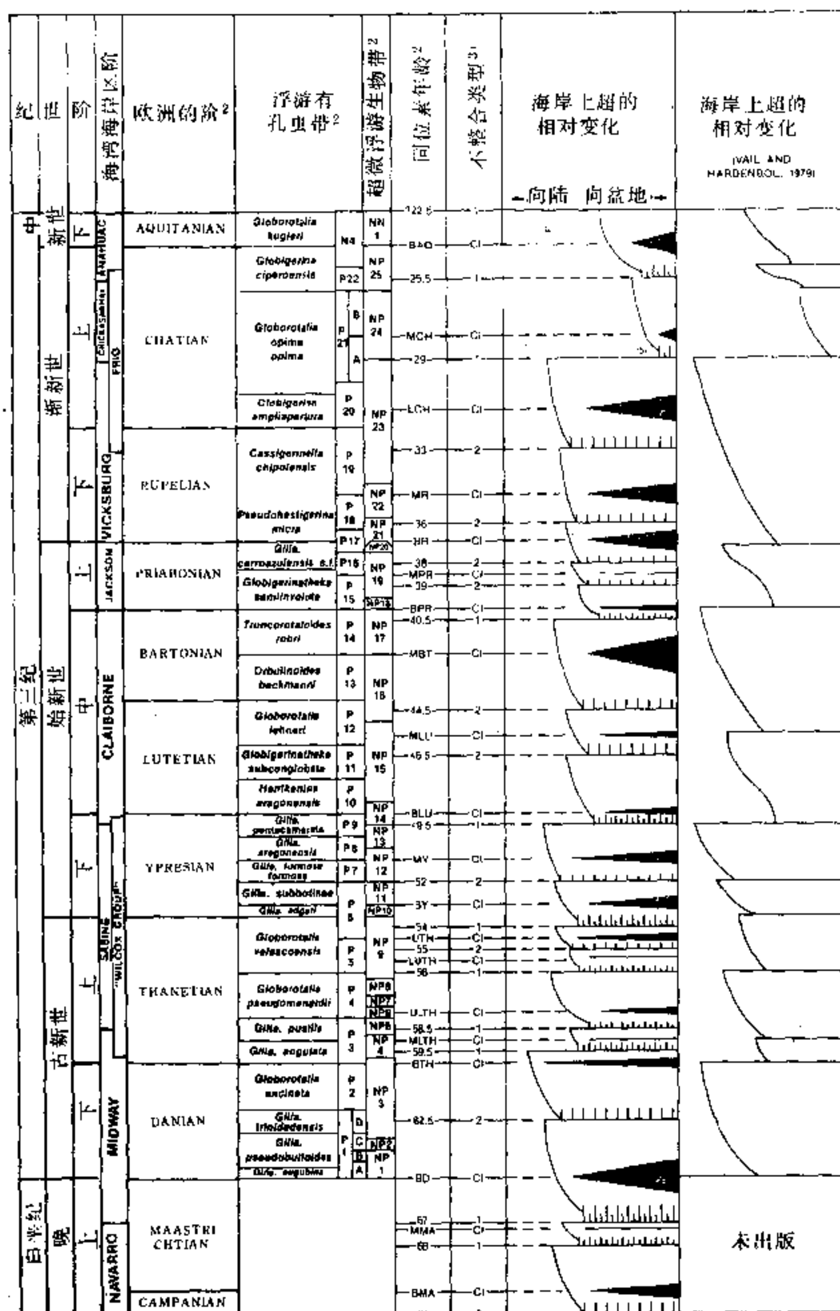
Ⅰ型沉积层序的组成是：底部为Ⅰ型不整合，其时代可由向盆地方向可以对比的整合面确定；无海岸上超的低水位沉积（深海扇）；有海岸上超的低水位沉积（低水位楔，低水位三角洲斜坡前缘充填，下切河谷充填）；海侵面；海进沉积，具最大非补偿沉积作用面的密集段；高水位海退沉积；Ⅰ型或Ⅱ型不整合，其时代可由盆地方向可以对比的整合面确定（图 19—1，Baum 等，1982）。在陆架区，在Ⅰ型层序内，可能有另外两个附加的界面（图 19—1，图 19—3）：海侵面和最大非补偿沉积作用面（特点是被高水位沉积下超）。这两个额外的边界一般向陆地方向超覆。因此，如果沿边界向陆地方向追踪足够远的话，就会发现高水位沉积直接上超和下超在不整合面上。

2. Ⅱ型层序

Ⅱ型沉积层序定义为相对整一的、成因上有联系的一套地层，其底部以Ⅱ型层序边界为界，顶部以Ⅰ型或Ⅱ型层序边界为界（据 Mitchum 等修改，1977）。

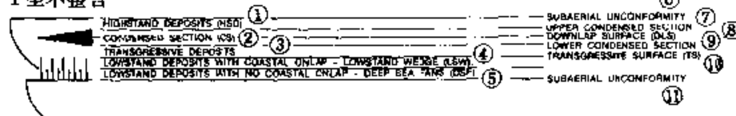
Ⅱ型层序的构成是：底部Ⅱ型不整合面，其时代可由向盆地方向与之可以对比的整合面确定；海退或加积的陆架边缘沉积；海侵面；海侵沉积；具最大非补偿沉积面的密集段；高水位海退沉积；Ⅰ型或Ⅱ型不整合面，其时代可由向盆地方向与之可以对比的整合面确定（图 19—1，Baum 等，1982）。在Ⅱ型层序内，另外两个附加的边界可能是（图 19—1，图

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

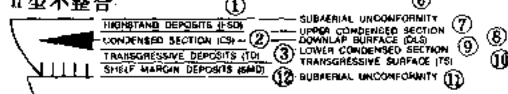


1. TOULMIN, 1977
2. HARDENBOL AND BERGGREN, 1978
3. AFTER VAIL AND TODD, 1981
4. BAUM, VAIL AND HARDENBOL, 1982
5. REGIONAL UNCONFORMITY IN NI (P20) EAMES, 1970, EAMES *ET AL.*, 1962, THUS 29 MY MAY BE SOMEWHAT OLDER

Ⅰ型不整合



Ⅱ型不整合



PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

19−3)；海侵面和最大非补偿沉积作用面，二者均向陆地方向上超。因此，和Ⅰ型层序一样，如果沿边界向陆地方向追踪足够远，则上超和下超式高水位沉积可以直接产于不整合面之上。

三、利用层序地层学的概念对海岸平原露头地层的解释

1.地层面

在大西洋和墨西哥湾海岸平原的露头剖面上，识别了三个重要的值得作图的分界面，它们在区域规模上有一定的可信度（图 19−1，19−3）。这些分界面是（1）沉积层序边界，认为与海平面的快速下降有关；（2）海侵面，位于下切河谷充填的顶部，它与海平面相对上升淹没河间区时可容纳空间突然增加或冲刷作用突然增强有关；（3）最大非补偿沉积作用面（密集段），也与海平面的相对上升有关，它将海侵沉积与高水位沉积分隔开。

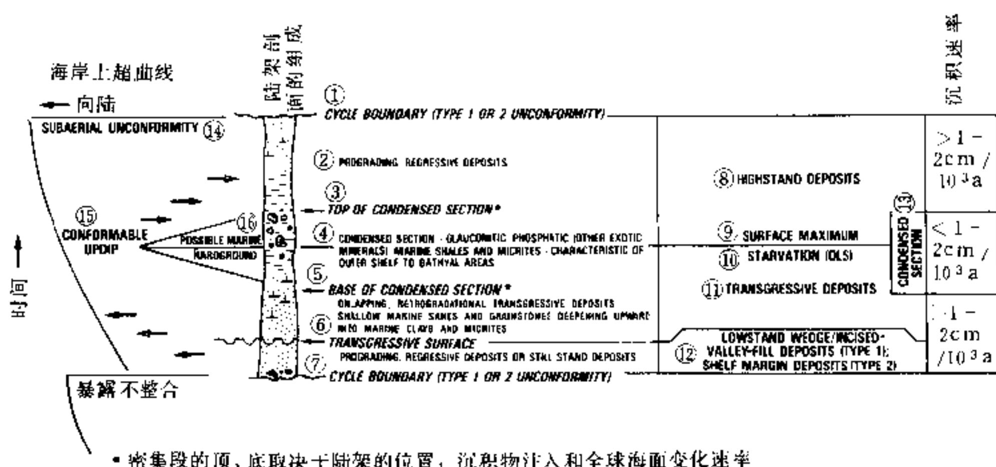


图 19−3 与海岸上超旋回有关的陆架剖面的组成（据 Baum 等，1984）

海侵面与最大非补偿沉积作用面（地震下超面 DLS，Vail 等，1984）在陆地区常与小旋回边界合并 ①旋回边界（Ⅰ型或Ⅱ型不整合）；②前积、海退沉积；③密集段的顶；④密集段—海绿石含磷酸盐和矿物（其它外来矿物）的海相泥岩和微晶灰岩—外陆架到半深海区的特征；⑤密集段的底。上超退积式海进沉积，浅海砂岩和颗粒灰岩向上加深变为海相泥岩和微晶灰岩；⑥海侵面。前积，海退沉积或滞留沉积；⑦旋回边界（Ⅰ型或Ⅱ型不整合）；⑧高水位沉积；⑨最大海泛面；⑩最大非补偿沉积面（DLS）；⑪海进沉积；⑫低水位楔和下切河谷充填沉积（Ⅰ型），陆架边缘沉积（Ⅱ型）；⑬密集段；⑭陆上暴露不整合面；⑮上倾方向整合；⑯可能的海相硬地

2.沉积层序边界

层序边界的不整合部分（在地震剖面上表现为海岸上超的下移）的特点是角度不整合，下切河谷（图 19−4）或轻微侵蚀。在碳酸盐岩区，这个不整合面可能以岩溶（图 19−4，见书后彩图）或有来自上覆地层的沉积物为特点，这些沉积物充填了在低水位期大气水选择性溶解原始文石质软体动物形成的印模孔隙（图 19−5，图 19−6，见书后彩图）。在所有情况下，这种不整合是截然的；然而，如果碎屑沉积机制中的海相沉积直接覆盖在不整合面上，

图 19−2 海岸上超图（据 Baum 等，1982；Baum，1986b）

①高水位沉积（HSD）；②密集段（CS）；③海进沉积；④有海岸上超的低水位沉积—低水位楔（LSW）；⑤没有海岸上超的低水位沉积—深海扇（DSF）；⑥暴露不整合；⑦密集段上部；⑧下超面（DLS）；⑨密集段下部；⑩海侵面（TS）；⑪暴露不整合；⑫陆架边缘沉积（SMD）

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

这个作用面通常有潜穴。

直接上覆于层序边界不整合部分的底部岩性可以滞留砾岩，下伏岩层的撕裂碎屑，磷酸盐中砾（图 19-6），生物骨骼和鲨鱼牙齿，海绿石和磷酸盐的集中为特点。海绿石和磷酸盐呈滚圆状或破碎的（图 19-6）。高的陆源碎屑含量和磷酸盐与海绿石的碎屑性质很容易把上覆密集段与底部沉积区分开。

在墨西哥湾和大西洋海岸平原中，在白垩纪和第三纪的碳酸盐岩中（Stephenson, 1929; Baum 等，1979b，Baum，1980），在 I 型不整合面上，滚圆的磷酸盐化的撕裂碎屑相当普遍。磷酸盐和海绿石选择性的交代了碎屑内的碳酸盐基质和他生化学成分。磷酸盐岩中砾通常在岩溶表面的洼地中聚集，并截然地被上覆高能量的浅水所覆盖，所以磷酸盐化和磨圆作用显然发生在海平面相对上升期的潮间带中。

不整合面是最连续和最可靠的区域性作图面。尽管不整合面并不代表绝对的时间线，但其时代可以利用古生物在其可以与之对比的整合面上确定。所以，它们是时间界面，在划分体系域和区分新老岩层中是有用的（图 19-1）。

在陆架区，I 型或 II 型层序边界可能不容易区分；但是，区域性填图可普遍地揭示出由陆相切割形成的侵蚀削截，这种侵蚀削截伴有 I 型不整合面的下切河谷充填特征（图 19-1）。

尽管层序边界用放射性同位素年龄命名（相当于变为整合处的层序边界年龄），但是层序边界的年龄常是由古生物确定的，通常是用超微体浮游和浮游有孔虫，并将古生物带延限结合到全球综合同位素年代表上。现行有多种综合性同位素年代表，所有这些年代表彼此间存在微小差别。这样，由于不同的作者偏爱不同的年代表，存在一些不必要的混乱，一个层序边界的同位素年龄可能因作者而异，但古生物年龄是相同的。

这里采用了 Hardenbol 和 Berggren（1978）的综合放射性同位素年代表。把从墨西哥湾和大西洋第三系盆地中得出的已出版的放射性同位素年龄放在层序格架中的评价，似乎肯定这个时间表。从中及晚始新世地层的公开出版和私人手中的放射性同位素年龄之间存在少许矛盾，说明需要作某些修正。然而，在有更多资料可供使用和作出评价之前，Hardenbol 和 Berggren 的时间表对于在相对时间格架中命名和归位层序边界还是有用的。

3.下切河谷充填与海侵面

在 Denver 盆地中，上超和下切河谷充填沉积物由河流、河口湾和（或者）类似于 J 砂岩（Horsetooth 段）的海相砂的复合体系构成（图 19-7，Land 和 Weimer，1978）。比较近源的下切河谷沉积是以网状河流到河口湾的水道充填沉积复合体为特征。而下切河谷下游远端沉积则是以向上变浅的海相到边缘海相砂的迭置层为特征。下切河谷充填沉积常常有强烈的加积成份，而没有滨线向陆地方向迁移的迹象（Clifton，1982；Mossop and Flach，1983）。

下切河谷充填沉积的顶部以海侵面为界（图 19-4、图 19-7、图 19-8，见书后彩图），它将下切河谷充填沉积与同一层序的上覆沉积物分开。海侵面看来代表着一个强烈的海侵事件，典型情况下是经过潜穴扰动的（图 19-8）。上覆的岩层通常含有丰富的海绿石，并有一水体向上变深成分（这里指海侵沉积），因此指示滨线的一次向陆地方向迁移。在所观察到的情况中，富含储层的砂岩局限在海侵面之下的下切河谷中。在缺失下切河谷的地方，海侵面与下伏不整合面重叠。

海侵面似乎代表着一种复杂关系：在那里，可容纳空间突然增加引起海水淹没河间地

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

区，形成一个冲刷面（ravinement）。这个海侵面指示了滨线开始向陆地方向迁移，而此时的沉积物注入不足，以与可容纳空间的增加保持同步。

由于底部海侵直接覆盖于非海相之上的海相沉积物与边缘海相峡谷充填沉积之间反差很明显，以及由于下切河谷充填沉积和下伏先前层序的高水位沉积之间的沉积相似性，海侵面通常是露头上最容易识别的层面。基于这种理由，在典型情况下把阶的界线放在这个面上（如萨宾阶的底部位于侵蚀Gravel Creek砂岩的顶部；克莱博恩阶（Claiborne）的底位于下切的Meridian砂岩的顶；巴尔顿阶（Barton）的底位于Bracklsham组的顶）。Stenzel（1952）所用的术语"海侵区域不整合"与本文所用"海侵面"的意义基本上相同。

4.海侵沉积

随着可容纳空间增加的速率超过沉积物注入速率（Posamentier等，本卷），滨线向陆地方向迁移，而沉积模式由加积或海退变为海进（图19-1、图19-3，图19-9，图19-10），其结果是盆地逐渐缺乏陆源碎屑成分（非补偿），水深增加，陨石，火山物质和自生物质增加。海侵沉积夹在底部的海侵面或不整合和顶部的最大非补偿面之间（图19-1，图19-3）。

详细地看，海侵沉积（以及下切河谷充填物和高水位沉积物）由一些准层序构成，准层序被一些小规模的向下迁移的海岸上超所围限，这种迁移叠置在更普遍的沉积和海平面变化之上。随着接近最大非补偿面、准层序变薄，而在最大非补偿面上厚度逐渐增大（图19-10）。

5.密集段和最大非补偿面

在海岸平原内的密集段（Louits等，本卷）以海相页岩或泥晶灰岩为特征，并以异常密集的浮游生物，海绿石，硫酸盐，磷酸盐和外来元素如铱为特征（Baum等，1984；Donovan等，本卷，图19-10），通常海绿石、硫酸盐和磷酸盐矿物是作为钙质和文石质生物的交代产物出现（图19-6）。同时它们也可以作为部分海绿石化的泥岩以及作为呈乳状到舌片状的颗粒发现于有孔虫的粒内孔隙空间中（图19-6）。由于密集段的独特矿物特征，通常，它们很容易在γ测井上作为"热段"识别出来（Meyer and Nederlof，1984）。

与密集段伴生的特殊岩性和面，依其在陆架上的位置和沉积速率而变，然而，除紧邻陆地的位置外，通常总是有一个最大非补偿面，其通常的特征是具潜穴化停积面（Omission surface）或有钻孔的海底硬地（图19-11，见书后彩图，据Kennedy and Garrison命名的术语，1975）。该面在地震上表现为下超面（Vail等，1984）。

在外陆架区，最大非补偿作用面通常表现清晰。这个面以在下伏海侵沉积的顶面有潜穴（停积面）、钻孔和（或者）海相胶结物，以及在硬地之上的方解石的碳同位素值突变为更大的负值$\delta^{13}C$为特征（图19-12）。最大非补偿面标志着下伏海侵沉积的浅水岩相和伴生的底栖生物产出的终结。通常，直接处在最大非补偿面之下的沉积物是石化和海绿石化的，并含有多种多样的底栖生物和浮游生物组合（图19-11）。所有岩性和化石丰度和分异度的特点都说明，这些沉积物指示了正常盐度充分充氧的海水。跨过最大非补偿面在岩性和化石上的变化指示有一水体突然变深的事件。一般而言，如果下伏的海侵沉积物在沉积物非补偿时是有孔隙的，海底胶结物就会沉积到粒间孔隙空间，并随后充填以来自上覆高水位沉积的晶间沉积物（图19-11）。在某些情况下，最大非补偿面与水上暴露不整合面混淆起来，这是如何正确识别层序边界和确定层序年代的老问题之一。

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

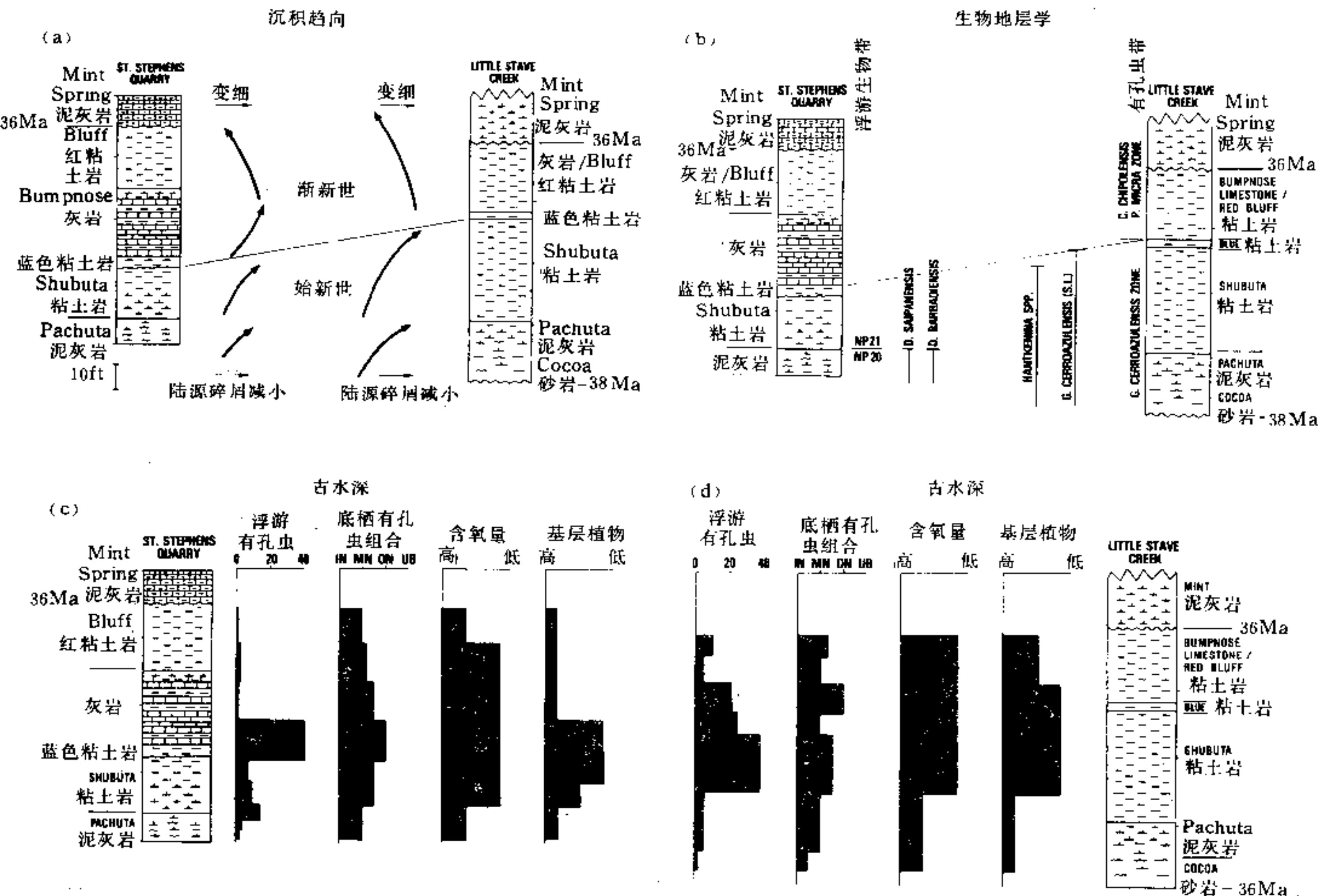


图 19-9 跨过始新统和渐新统边界的岩相和生物相分析。阿拉巴马州 Washington 县 St.stephen's 采石场（据 Loulit 等，1983）

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

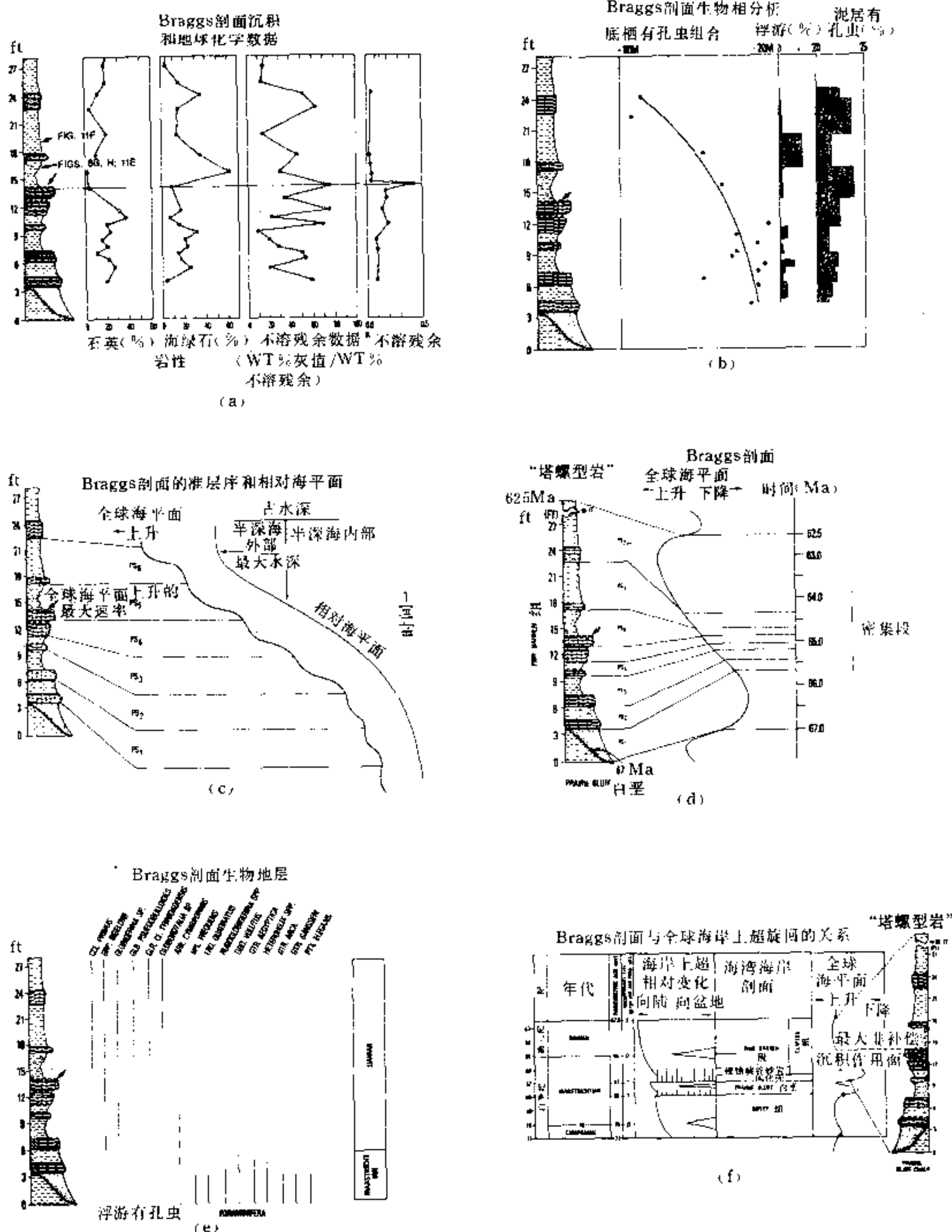


图 19-10　跨过白垩系和三叠系边界上的岩相和生物相分析。阿拉巴马州 Lowndes 县

(据 Baum 等，1984)

直接覆盖最大非补偿面的沉积（图 19-6，图 19-8）代表上密集段和高水位沉积物的原始零星再沉积。由早期高水位沉积物组成的上密集段，与晚期的高水位沉积是递变的。直接

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

覆盖最大非补偿面的岩性，通常由骨架支撑的海绿石组成或者由海绿石质、微晶质、浮游生物软泥组成（图 19—6）。前者缺少浮游生物和底栖生物。极少数存在的有孔虫是处在溶解、海绿石化和再生变形作用的不同破坏阶段中（图 19—6，图 19—11）。整个上部密集段的其余部分、海绿石和浮游生物因被陆源或生物成因的沉积物稀释而逐渐稀少（图 19—11，见书后彩图）。如果浮游生物存在，则说明没有溶解作用。由于化石富集和出现高密度的海绿石，上部密集段在岩性地层上与其余的高水位沉积明显不同，因而上部密集段有时被命名为是一个组或一个段（如 Bumpnose 灰岩，Matthews Landing 泥灰岩）。

在碳酸盐沉积机制中，密集段通常只代表一个削平的、海绿石化和磷酸盐化的最大非补偿面，可能有底生物钻孔或潜穴（图 19—11，Schlager，1981）。缺失明显的海侵沉积或早期高水位沉积，这可能是由于水深与盆地内生物碳酸盐岩产率之间强烈的依存关系造成的。所以，碳酸盐岩中的密集段所代表的时间，显然长于同样的碎屑岩沉积机制下的时间。碳酸盐岩海进沉积不久"停止"，而高水位碳酸盐岩沉积以比较长的时间向盆地方向前积。

最大非补偿作用面代表着密集段向陆地方向延伸最远所占的时间段。也代表着中部和外部陆架上最小沉积速率所占的时间段。在地震上表现为名为下超面的地震不连续性（Vail 等，1984），而上部密集段则以高水位沉积前积斜坡趾部沉积体为代表。

随着沉积物的非补偿，这个海泛事件产生的最大非补偿作用面，可能引起方解石补偿深度（CCD）和最低含氧量（oxygen minimum）深度的相应向上移动（Worsley，1974）。海岸平原露头的古生物资料表明，水深决不会超过正常的外陆架环境的深度。尽管 CCD 不大可能变浅到露头所代表的深度，但是最低含氧带深度（或至少它的上部边界效应）已经侵入到外陆架上。与密集段伴生的硬地上的方解石碳同位素 $\delta^{13}C$ 向更大负值的突变也说明了，在海平面上升的最大速率期间，最低氧含量深度的变浅（上移）（如图 19—12）。方解石的 $\delta^{13}C$ 值从高到低的变化率，显然正比于沉积速率和海平面变化速率。

最低含氧带的上移能够解释与密集段伴生的豆状海绿石高度集中的原因（图 19—6）。此外，低沉积速率和缺氧或厌氧的条件相结合能够产生某些露头所观察到的酸性环境（Waples，1983）（图 19—6，图 19—11），和解释浮游生物的明显溶解现象。生物在沉积间时期内的消失（Thierstein，1981；Moore 等，1983）、与密集段中由于古生物标准层聚拢（convergence）引起的地层分辨力的损失相结合，可以部分地解释与许多硬地伴生的古生物"沉积间断"。

四、层序地层学的概念与墨西哥海岸分阶的关系

在早期墨西哥湾岸地层学家的经典意义上（如 Toulmin 的综合，1977），湾岸地区下第三系的分阶一般是根据海平面的重大下降（Ⅰ型不整合）和伴生的底栖生物变化确定的，实质上是相当于 Vail 和 Hardenbol（1979，图 19—13）的超旋回的异地产物。

米德威尔阶（67Ma，晚白垩世到 58Ma，塔内提期）从 Clayton 组的底部（包括下切河谷充填的"Clayton 砂岩"）的Ⅰ型不整合延伸到 Nanafalia 组的 Gravel Creek 砂岩段的底部。

萨宾阶（早塔内提期，58.5Ma，到晚伊普雷斯期）最初认为全属下始新统，从 Gravel Creek 砂岩段的下切河谷充填底部的Ⅰ型不整合，延伸到 Tallahatta 组下切的 Mendian 砂岩段底部的Ⅰ型不整合面。

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

克莱博恩阶从Meridian砂岩段下切河谷砂岩底部的I型不整合面（49.5Ma）延伸到覆盖下切的Gosport砂岩的海侵面。但主要不整合面在Gosport砂岩的底部（40.5Ma，Powell and Baum，1982，1984）。克莱博恩阶的标准层型是Gosport砂岩，如果将上覆杰克逊阶的底部移至包括Gosport砂岩在内的不整合面上，则克莱博恩阶与杰克逊阶的最下部分相当（同物异名）。

如果在Gosport砂岩底部识别出一个不整合面，则杰克逊阶和上覆的维克斯堡阶均被包括的巴尔顿期（40.5Ma）和中恰特期（29Ma，可能更老）的主海平面下降之间，并从下切的Gosport砂岩底部的I型不整合面延伸至Chickasawhay灰岩的下切Waynesboro砂岩段底部不整合面。在这个超旋回中，杰克逊阶和维克斯堡阶的位置（始新统和渐新统）是值得讨论的（比较Mancini，1979和Keller，1985）。主要是因为据微古生物确定的普里阿邦阶和鲁伯利阶边界上，没有与之伴生的海平面的主下降。这个边界是由小的海平面下降所致（II型层序边界?），产于Cocoa砂岩底部（38Ma）和Mint Spring泥灰岩底部（36Ma，Baum and others，1982）。通常，将始新统和渐新统的边界置于Shubuta泥岩和Red Bluff泥岩接触面附近，而事实上，它是与海平面迅速上升相伴生的一个密集段（Loutit等，1983，图19-9）。

Chickaswhay（契尔索怀阶）从Waynesboro砂岩段底部的I型不整合面延伸到Chickasawhay灰岩顶部的I型不整合面上（29至25.5Ma）。渐新统和中新统接触面位置的混乱是基于这样的事实造成的，即比较多的典型"中新世"底栖生物出现在29Ma的层序边界上，以及货币虫在29Ma层序边界处灭绝；但是这些经过很好分带的层序却处在微古生物定义的恰特阶（渐新统）内。因此，渐新世的界定具有某种程度主观随意性的说法（Mayer-Eyman，1893；Pomerol，1982）可能是有些道理的。

除了利用不整合分界外，基本上有两种方法可以定义阶。第一种是倾向于将阶的界线置于覆盖于下切河谷充填沉积之上的海侵面上（如Murray，1961），这个海侵面确实与不整合面合并了，特别是在河间地区；但这种方法排除了部分海岸上超旋回（图19-1，Loutit等，本卷）。正如前面所讨论的，沉积层的研究不能靠测定海进，海退的时代来定位。目前对海侵面的年代地层学意义还没有作出评价。

第二种方法是使古生物方法确定的层型的物理界线，与浮游生物分带界线或古生物沉积间段相一致（如Hardenbol和Berggren，1978），这些界线是作为年代地层的边界而接受的；然而，它们通常与相对海平面迅速上升引起的密集段相伴生，而不是海平面迅速相对下降伴生的层序边界（Baum等，1984；Loutit等；1983）。另外一个需要说明的因素是，当用浮游生物带边界定义阶时，古纬度可能引起古生物标准层（生物带）在时代上的迁移。因此，在任一特定的地方，古生物标准层可能并不总是代表生物年代带（参见Loutit等的讨论，本卷）。

为了解决这些边界问题和确定海平面的升降变化，必须承认年代地层学上的不一致性，并利用一种层序地层学系统或一种微古生物定义，通过把露头层型边界固定在时间上，采用一种首尾一致的方法解决它们。如果将露头剖面置于层序地层的框架中，则必须修正现行阶的定义，因为层序边界不是时间线，而是将新老岩层分开的时间边界面。层序边界的年代，可根据与之可以对比的整合面处的古生物确定。所以，层序地层学为将岩石记录划分为年代地层单元提供了统一的概念，避免了其它方法的弱点而吸取其优点，为地球化学分析、地质年代分析，古生物分析和相分析提供了全球性框架。但也必须认识到，海侵面和最大非补偿

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

作用面（密集段，通常与微古生物沉积间断伴生）不是层序边界。

五、层序地层学的概念与沉积速率和构造运动的关系——TE2超旋回

就海平面对地层分布模式和层序边界的控制而言，与之有关的两个基本因素是沉积速度和构造运动。北和南卡罗来纳州TE2超旋回中的灰岩和阿拉巴马州的碎屑岩可以用来验证这些关系。

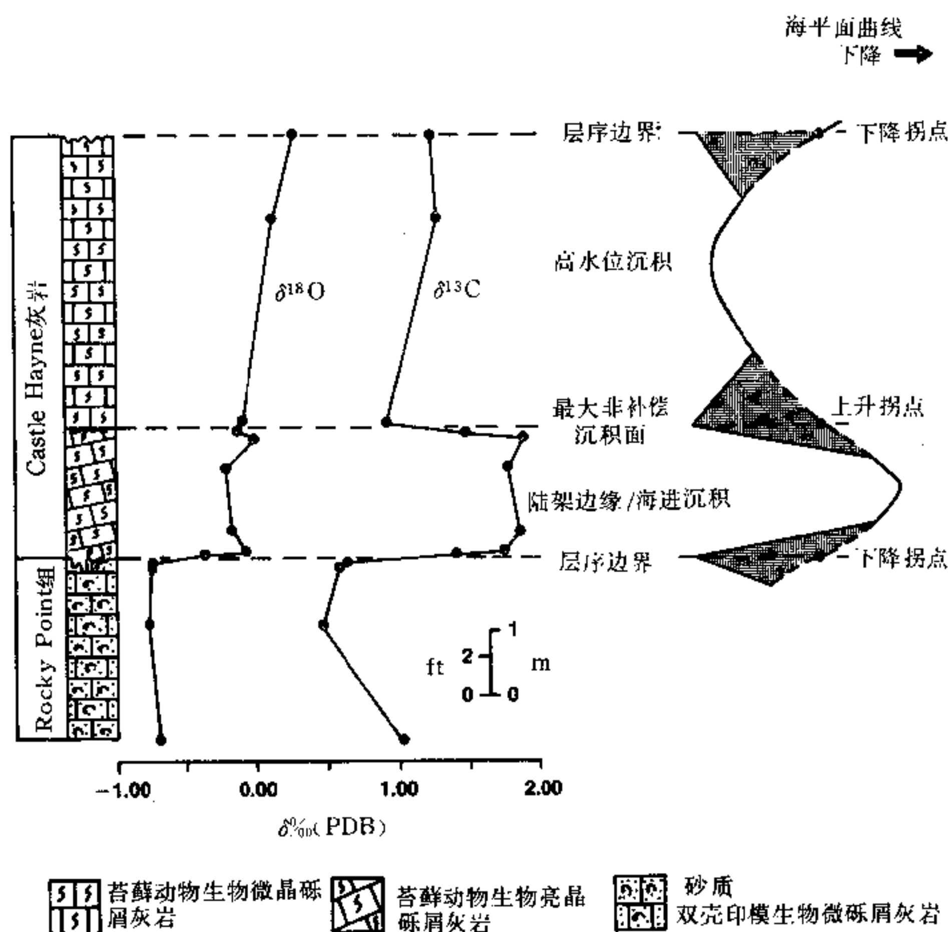


图19-12 北卡罗来纳州Pender县白垩系Peedee组Rocky Point段和中始新统Castle Hayne灰岩的碳酸盐岩稳定同位素值和总有机碳（TOC）百分含量

样品是避开地表胶结物和异化颗粒选择性钻取的。在采石场和某些相邻岩心中对结果作了重复测定。在最大非补偿作用面上，$\delta^{13}C$稳定同位素向更大负值的突变与海平面上升拐点处最小沉积速率一致（据Baum，1986a）

Vail和Hardenbol（1979；由Baum等修改，1982；Powell and Baum 1982，1984）的TE2超旋回，下部以晚Ypresian期（49.5Ma）的Ⅰ型不整合为界，上部以晚巴尔顿期的Ⅰ型不整合为界（40.5Ma；图19-13，图19-14）。这个超旋回可以进一步细分为三个层序（TE2.1，TE2.2，TE2.3）。TE2.1层序的特点是包含*Cubitostrea Perplicata;*TE2.2包含

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

1. TOULMIN 1977
2. HARDENBOL AND BERGGREN, 1978
3. AFTER VAIL AND TODD, 1981
4. BAUM, VAIL AND HARDENBOL 1982
5. REGIONAL UNCONFORMITY IN NP(P20) EAMES, 1970, EAMES ET AL., 1982, THUS 29 MY MAY BE SOMEWHAT OLDER

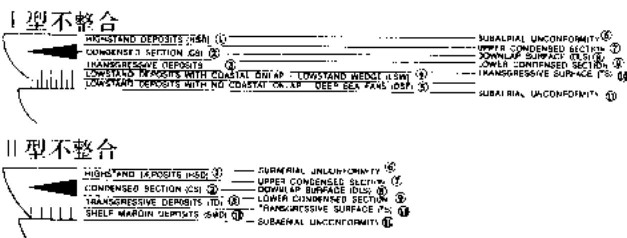


图 19–13 海岸上超图和海平面升降曲线（据 Baum 等，1982；Baum，1986b）

①高水位沉积；②密集段；③海进沉积；④有海岸上超的低水位沉积—低水楔；⑤无海岸上超的低水位沉积—深水扇，⑥出露不整合；⑦密集段顶部；⑧下超面；⑨密集段底部；⑩海侵面；⑪出露不整合；⑫陆架边缘沉积

Cubitostrea Lisborensis / Santee lampus Oviformis； TE2.3 包含 *Cubitostrea Sellaeformis*

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

(Baum 等，1980；Powell and Baum，1982，1984)。所有三个层序都已从阿拉巴马州碎屑岩中识别出来。卡罗来纳的层序 TE2.1 未曾研究过；但其上倾方向的出露段，含有 Anodomta augustrana。Gardner 认为相当于 Meridian 砂岩／Tallahatta 组和 TE2.1 层序。

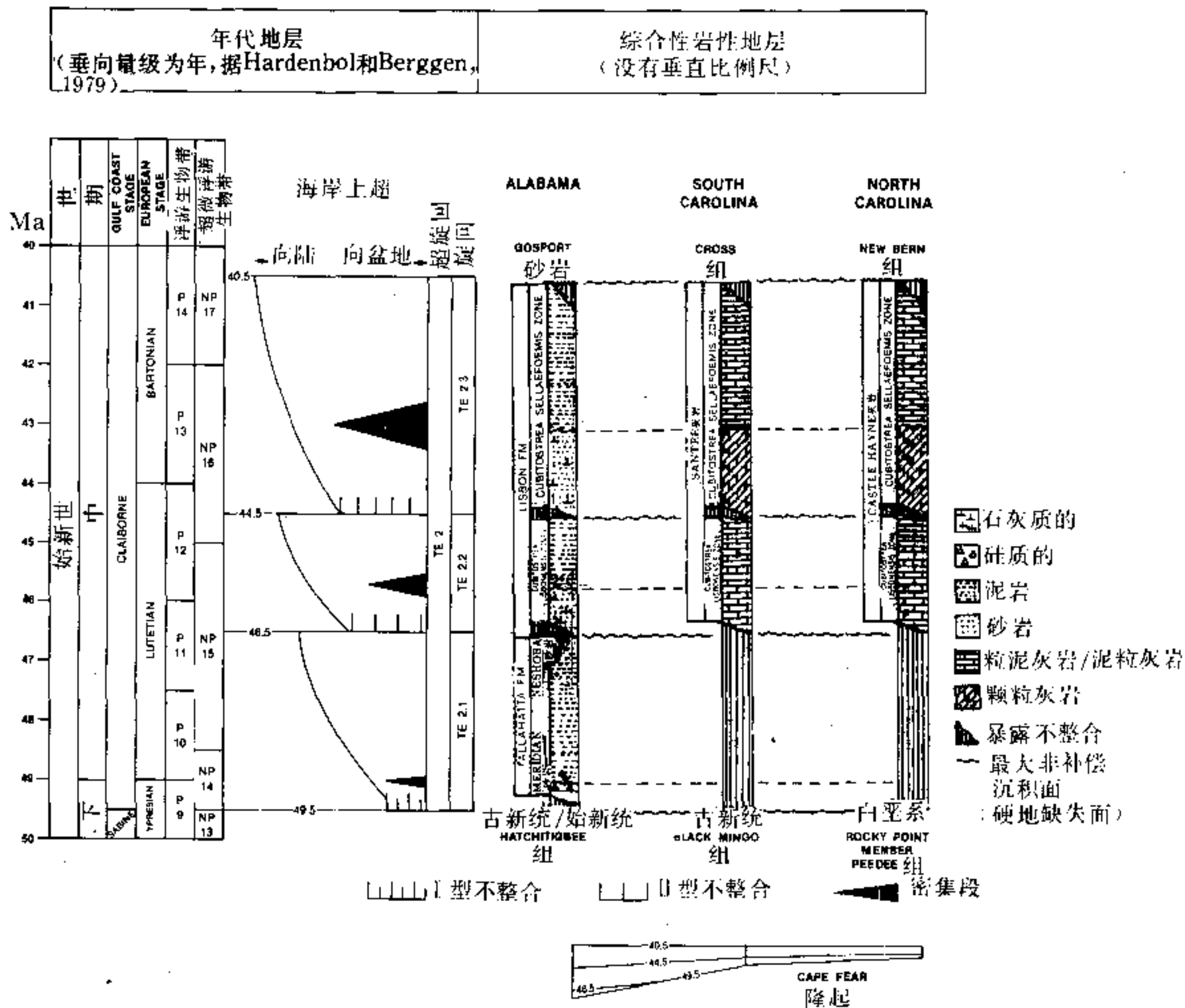


图 19-14　TE—2 超旋回（49.5—40.5Ma）年代地层与岩性地层的比较，阿拉巴马、南卡罗来纳和北卡罗来纳

在朝盆地方向地区，北卡罗来纳的 Castle Hayne 灰岩与南卡罗来纳的 Santee 灰岩，从下至上由三种基本岩相构成（Baum，1980；Baum 等，1980；Powell and Baum 1982；Powell，1985）即底部含磷酸盐中砾的生物微晶砾屑灰岩相；苔藓生物亮晶砾屑灰岩相和苔藓微晶生物砾屑灰岩相。当出现这些相时，底部含磷酸盐中砾生物微晶砾屑灰岩相标志着 TE2.2 和 TE2.3 层序的不整合面（图 19-5）。当缺失这些相时，层序边界的特点是相对浅水相直接覆于相对深水相之上（图 19-5，图 19-11），和（或者）上覆层序的最底部砂级石英含量陡增（图 19-5，图 19-11）。这个面通常是截然的，潜穴化的，并经常是磷酸盐化的。

卡罗来纳灰岩的 TE—2 层序内，没有观察到明显的最大非补偿作用面。而 TE—3 层序

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

的最大非补偿面十分明显，但有时被解释为暴露不整合（图 19—5，图 19—11）。然而下列标志说明了一个由海平面迅速上升引起的最大非补偿作用面：具有潜穴化、钻孔化和磷酸盐化的特点；并且有来自高水位期沉积的泥晶和浮游生物，它们充填了由等轴的，针状的，球粒状和"脏"的片状海底胶结物沉淀形成的晶间孔隙（图 19—15）。在卡罗来纳，阿拉巴马和巴尔顿型的 TE—2.3 层序内，最大非补偿作用面接近 NP16 与 NP17 超微浮游生物带的分界。

图 19—14 显示了阿拉巴马和卡罗来纳州的 TE—2 超旋回层的厚度分布和时代。尽管在卡罗来纳的碳酸盐岩分布与相带发育过程中，断层起了明显的作用（Baum 等，1979a；Baum 等，1979b，Baum，1981；Powell，1985），自晚白垩世以来 Cape Fear 隆起也是一个明显的构造因素，但并不影响层序和层序边界的时代分布。同样，卡罗来纳的碳酸盐岩和阿拉巴马的碎屑岩沉积速率之间的明显差异，看来都曾经是一个因素。然而，从有限的定量资料看出，碳酸盐岩中密集段的持续时间比碎屑岩中的长。

六、结　　论

(1) 取自层序边界，海侵面和（或者）浮游生物带界面的阶的界线是不一致的。

(2) 大多数重要浮游生物带的界线出现在密集段内，它们与海平面相对迅速上升有关。

(3) 尽管传统上定义的墨西哥湾海岸地区的阶一般反映了超旋回边界的同物异名的对等地层，但目前认可的墨西哥湾和欧洲的阶的划分不足以反映高频海岸上超旋回。

(4) 构造历史对相发育、层序分布和几何形态均有影响。但是，得自墨西哥湾和大西洋盆地的资料证实了 Vail 及其同事们的观点，即层序边界是由全球性海平面迅速下降所致。

(5) 沉积速率似乎不影响层序的时代分布。但碳酸盐岩对海平面快速上升反应更紧密（"沉积中止"）。

(6) 层序边界不是同时层或他生地层单元，因为层序的确定可以超出它们的边界不整合面延伸范围之外。

(7) 为了解释这些较高频率的海平面升降旋回和把他们固定到一个相对的时间框架中，综合分析所有地质、古生物和地球物理方面的资料是必要的。

（陈波译）

参 考 文 献

BAUM, G. R., 1980, Petrography and depositional environments of the middle Eocene Castle Hayne Limestone, North Carolina: Southeastern Geology, v. 21, p. 175–196.

———, 1981, Lithostratigraphy, depositional environments and tectonic framework of the Eocene New Bern Formation and Oligocene Trent Formation, North Carolina: Southeastern Geology, v. 22, p. 171–191.

———, 1986a, The recognition of allothemic (unconformity bounded) units in Paleogene outcrops, Gulf and Atlantic Tertiary basins: Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Third Annual Midyear Meeting, Raleigh, North Carolina, Abstracts, v. 3, p. 6–7.

———, 1986b, Sequence stratigraphy of the Eocene carbonates of the Carolinas, *in* Harris, W. B., Zullo, V. A., and Otte, L. J. eds., Eocene carbonate facies of the North Carolina Coastal Plain, *in* Textoris, D. A., ed., Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Field Guidebooks, Southeastern United States: SEPM Third Annual Midyear Meeting, Raleigh, North Carolina, p. 264–269.

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

———, Blechschmidt, G. L. Hardenbol, J., Loutit, T. S., Vail, P. R., and Wright, R. C., 1984, The Maastrichtian/Danian boundary in Alabama: A stratigraphically condensed section: Geological Society of America, Abstracts with Programs, v. 16, p. 440.
———, Collins, J. S., Jones, R. M., Madlinger, B. A., and Powell, R. J., 1979a, Tectonic history and correlation of the Eocene strata of the Carolinas: Preliminary report, *in* Baum, G. R., Harris, W. B., and Zullo, V. A., eds., Structural and stratigraphic framework of North Carolina: Carolina Geological Society Field Trip Guidebook, p. 87—94.
———, ———, ———, ———, and ———, 1980, Correlation of the Eocene strata of the Carolinas: South Carolina Geology, v. 24, p. 19–27.
———, Harris, W. B., and Zullo, V. A., 1979b, Stratigraphic history of the Eocene to Early Miocene strata of North Carolina, *in* Baum, G. R., Harris, W. B., and Zullo, V. A., eds., Structural and stratigraphic framework for the Coastal Plain of North Carolina: Carolina Geological Society Field Trip Guidebook, p. 1–15.
———, Vail, P. R., and Hardenbol, J., 1982, Unconformities and depositional sequences in relationship to eustatic sea level change, Gulf and Atlantic Coastal Plains: Inter-regional Geological Correlation Program, Project 174, Baton Rouge, Louisiana, 3 p.
Clifton, H. E., 1982, Estuarine deposits, *in* Scholle, P. A., and Spearing, D., eds., Sandstone depositional environments: American Association of Petroleum Geologists Memoir 31, p. 179–189.
Eames, F. E., 1970, Some thoughts on the Neogene/Paleogene boundary: Palaeogeography, Palaeoecology, Palaeoclimatology, v. 8, p. 37–48.
———, Banner, F. T., Blow, W. H., and Clarke, W. J., 1962, Fundamentals of mid-Tertiary stratigraphical correlation: University Press, Cambridge, 163 p.
Hardenbol, J., and Berggren, W. A., 1978, A new Paleogene numerical time scale, *in* Cohee, G. V., Glaessener, M. F., and Hedbert, H. D., eds., The geologic time scale: American Association of Petroleum Geologists Studies in Geology No. 6, p. 213–234.
Keller, G., 1985, Eocene and Oligocene stratigraphy and erosional unconformities in the Gulf of Mexico and Gulf Coast: Journal of Paleontology, v. 59, p. 882–903.
Kendall, C. G. ST. C., and Schlager, W., 1981, Relative changes in sea level and its effect upon carbonate deposition: Marine Geology, v. 4, 0
Kennedy, W. J., and Garrison, R. E., 1975, Morphology and genesis of nodular chalks and hardgrounds in the Upper Cretaceous of southern England: Sedimentology, v. 22, p. 311–386.
Land, C. B., and Weimer, R. J., 1978, Peoria Field, Denver Basin, Colorado—J Sandstone distributary channel reservoir: Rocky Mountain Association of Geologists, Symposium, p. 81–104.
Loutit, T. S., Baum, G. R., and Wright, R. C., 1983, Eocene-Oligocene sea level changes as reflected in Alabama outcrop sections: American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v. 67, p. 506.
Mancini, E. A., 1979, Eocene-Oligocene boundary in southwest Alabama: Gulf Coast Association of Geological Societies, Transactions, v. 29, p. 282–289.
Mayer-Eymar, K., 1893, Le Ligurien et le Tongrien en Egypte: Bulletin of the Society of the Geology of France, v. 21, p. 7–43.

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

MEYER, B. L., AND NEDERLOF, M. H., 1984, Identification of source rocks on wireline logs by density/resistivity and sonic transit time/resistivity crossplots: American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v. 68, p. 121–129.

MITCHUM, R. M., VAIL, P. R., AND THOMPSON, S., III, 1977, Seismic stratigraphy and global changes of sea level, part 2: The depositional sequence as a basic unit for stratigraphic analysis, *in* Payton, C. E., ed., Seismic stratigraphy—Applications to hydrocarbon exploration: American Association of Petroleum Geologists Memoir 26, p. 53–62.

MOORE, T. C., JR., RABINOWITZ, P. D., BOERSMA, A. BORELLA, P. E., CHAVE, A. D., DUEE, G., FUTTERER, D. K., JIANG, M. J., KLEINERT, K., LEVER, A., MANIUIT, H., O'CONNELL, S., RICHARDSON, S. H., AND SHACKLETON, N. J., 1983, The Walvis Ridge transect, Deep Sea Drilling Project Leg 74: The geologic evolution of an oceanic plateau in the South Atlantic Ocean: Geological Society of America Bulletin, v. 94, p. 907–925.

MOSSOP, G. D., AND FLACH, P. D., 1983, Deep channel sedimentation in the Lower Cretaceous McMurray Formation, Athabasca oil sands, Alberta: Sedimentology, v. 30, p. 493–509.

MURRAY, G. E., 1961, Geology of the Atlantic and Gulf Coastal Province of North America: Harper and Brothers, New York, 692 p.

NORTH AMERICAN Commission on Stratigraphic Nomenclature, 1983, The North American stratigraphic code: American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v. 67, p. 841–875.

POMEROL, C., 1982, Cenozoic Era: Ellis Horwood, Chichester, 272 p.

POWELL, R. J., 1985, Lithostratigraphy, depositional environment, and sequence framework of the middle Eocene Santee Limestone, South Carolina Coastal Plain: Southeastern Geology, v. 25, p. 79–100.

———, AND BAUM, G. R., 1982, Eocene biostratigraphy of South Carolina and its relationship to Gulf Coastal Plain zonations and global changes in coastal onlap: Geological Society of America Bulletin, v. 93, p. 1099–1108.

———, AND ———, 1984, Eocene biostratigraphy of South Carolina and its relationship to Gulf Coastal Plain zonations and global changes of coastal onlap: Reply: Geological Society of America Bulletin, v. 95, p. 983–984.

SALVADOR, A., 1987, Unconformity-bounded stratigraphic units, International Subcommission on stratigraphic classification: Geological Society of America Bulletin, v. 98, p. 232–237.

SCHLAGER, W., 1981, The paradox of drowned reefs and carbonate platforms: Geological Society of America Bulletin, v. 92, p. 197–211.

STENZEL, H. B., 1952, Boundary problems: Ninth Field Trip, Mississippi Geological Society Guidebook, p. 11–33.

STEPHENSON, L. W., 1929, Unconformities in Upper Cretaceous Series in Texas: American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v. 13, p. 1323–1334.

THIERSTEIN, H. R., 1981, Late Cretaceous nannoplankton and the change at the Cretaceous-Tertiary boundary, *in* Warme, J. E., Douglas, R. G., and Winterer, E. L., eds., The Deep Sea Drilling Project: A decade of progress: Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Speical Publication 32, p. 355–394.

TODD, R. G., AND MITCHUM, R. M., Jr., 1977, Seismic stratigraphy and global changes of sea level, part 8: Identification of Upper Triassic, Jurassic, and Lower Cretaceous seismic sequences in Gulf of Mexico and offshore West Africa, *in* Payton, C. E., ed., Seismic stratigraphy-Applications to hydrocarbon exploration: American Association of Petroleum Geologists Memoir 26, p. 145–163.

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

TOULMIN, L. D., 1977, Stratigraphic distribution of Paleocene and Eocene fossils in the Eastern Gulf Coast region: Alabama Geological Survey Monograph 13, v. 1, 602 p.

VAIL P. R., 1976, Phanerozoic eustatic cycles and global unconformities, *in* Sequence Concepts in Petroleum Exploration: National Conference On Earth Science, p. 93-110.

———, AND HARDENBOL, 1979, Sea-level changes during the Tertiary: Oceanus, v. 22, p. 71–79.

———, ———, AND TODD R. G., 1982, Jurassic unconformities, chronostratigraphy, and sea-level changes from seismic and biostratigraphy: Proceedings of the Joint Meeting of the China Geophysical Society and the Society of Exploration Geophysicists to Discuss Geophysical Exploration for Petroleum, Beijing, China, September 7–11, 1981, 17 p.

———, ———, AND ———, 1984, Jurassic unconformities, chronostratigraphy and sea-level changes from seismic stratigraphy and biostratigraphy, *in* Ventress, W. P. S., Bebout, D. G., Perkins, B. F., and Moore, C. H., eds., The Jurassic of the Gulf Rim: Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Proceedings, Baton Rouge, Louisiana, p. 347–364.

———, MITCHUM, R. M., Jr., SHIPLEY, T. H., AND BUFFLER, R. T., 1980, Unconformities of the North Atlantic: Philosophical Transactions of the Royal Society of London, v. 294, p. 137–155.

———, ———, AND THOMPSON, S., III, 1977, Seismic stratigraphy and global changes of sea level, part 4: Global cycles of relative changes of sea level, *in* Payton, C. E., ed., Seismic stratigraphy—Applications to hydrocarbon exploration: American Association of Petroleum Geologists Memoir 26, p. 83–97.

———, AND TODD, R. G., 1981, Northern North Sea Jurassic unconformities, chronostratigraphy and sea-level changes from seismic stratigraphy: Proceedings, Petroleum Geology, Continental Shelf, Northwest Europe, p. 216–235.

VAN HINTE, J. E., 1976, A Cretaceous time scale: American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v. 60, p. 498-516.

WAPLES, D. W., 1983, Reappraisal of anoxia and organic richness, with emphasis on Cretaceous of North Atlantic: American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v. 67, p. 963–978.

WORSLEY, T., 1974, The Cretaceous-Tertiary boundary event in the ocean, *in* Hay, W. W. ed., Studies in paleo-oceanography: Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication 20, p. 94–122.

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

第二十篇　新泽西和阿拉巴马地区滨海第三系地层资料中沉积层序的识别和解释以及海平面变化的计算

Stephen M.Greenlee and Theodore C.Moore

摘要　我们用与现有钻井资料结合过的地震反射资料，对新泽西和阿拉巴马岸外陆架和陆坡之下的第三系沉积层序进行了研究。这些资料说明了靠近和远离前积硅质碎屑沉积中心区间的二级（10～20Ma）和三级（1～5Ma）沉积层序。下第三系沉积以沉积物欠补偿的深水环境为特征。二级层序边界把这些沉积物划分开，并依据下伏地层的局部削蚀和上覆的深水海相上超来加以识别。靠沉积中心较近的三级层序由海岸上超向盆地方向的迁移，陆架和陆坡地层上的局部侵蚀下切以及盆地沉积物中的面状剥蚀（planar erosion）指示出来。二级层序内三级层序的迭加形式，类似于用正弦波状变化的海平面曲线所模拟出的三级沉积层序内的体系域叠加形式。上渐新统到中中新统最上部之间的三级层序，构成了一个二级超层序。

为了估计海平面，对所选地区的上第三系地层做了进一步分析。利用地质历史分析和通过计算该大陆边缘平均掀斜（argular–tilt）速率，对构造沉降进行了排除。在早第三纪时期，这两个地区的构造沉降速率都不大。在新三纪时期阿拉巴马滨海区发生的一次构造沉降速率的增大现象，是因为该研究区附近岩石圈的负载作用造成的。通过确定从高水位到低水位近海上超地层的垂向迁移，我们对海平面的短周期下降进行了估计。结果是除二者短周期海平面下降的幅度相当外，新第三纪海平面总体位置要比 Exxon 曲线中反映出的低些。

一、引　　言

本文根据 Baltimore 海底峡谷槽和墨西哥湾东北部的阿拉巴马滨海地区高质量的地震反射剖面对第三纪沉积层序进行了识别、描述和解释。用这套资料对新第三纪海平面变化进行了估计。选这两个研究区做分析是因为以下两个原因：第一，这两个盆地进行过广泛的研究，其地质历史和生物地层分带等对学术机构和工业界的地质学家来说都很熟悉，因此，在此表述的地层形态、层序解释以及年代关系都可以同已发表的文献或工业界的文档报告相比照；第二，这两个地区以在相对稳定的构造环境下向盆地方向进积的第三系沉积地层为特点。从上白垩统最下部的地层起，这两个地区都一直没有发生过因热活动（thermal perturbation）和盐回撤（salt withrawal）造成的广泛构造运动，所以，这两个地区发生的构造沉降，主要是因为在地壳缓慢变冷背景之上附加的沉积物负载作用和岩石圈挠曲作用造成的。在这种构造环境下，很容易识别出海平面变化的三级（约 1—5Ma）和二级周期（10—20Ma 的影响。

为了研究海平面变化的影响，我们通过以下三步对测井、地震和生物地层资料进行了分析：（1）对研究区进行层序地层学解释；（2）将构造沉降分量与均衡沉降分量区分开；（3）对可容纳空间的总量或整个时间间隔内的新增有效空间进行确定。我们使用了以下步骤：首先，识别沉积层序边界，并在整个地震测网内进行追踪。以井中地层资料为基础，标定层序

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

年代、识别主要相带，将其概括到年代地层表中。用地质历史分析法把长周期的沉降趋势首先分离出。对这两个地区的海岸上超相对变化进行对比。对关键时间段，我们使用了Moore等人（1987）描述的方法，即用计算大陆边缘掀斜速率的方法，对构造沉降进行离析。用经过脱压实和均衡校正的沉降物厚度（与我们的地层框图相结合）计算了第三纪的海平面。

本文的目的并不是想以此来证明海平面变化在全球范围地质上的同步性，不过，对新泽西和阿拉巴马滨海区第三系地层所进行的地层分析表明，这两个地区的沉积层序在特征和年龄上具有极大的相似性。根据这些资料计算出的第三纪海平面提示了在中新世第一次总体下降、在早上新世有一次高水位、在三级层序边界处有一次幅度大约为10到100m的海平面下降。

二、Baltimore峡谷槽第三系地层的构架

通过结合现有钻井，对地震区域测网（图20-1所示）资料进行分析，我们对位于新泽西滨海陆架之下的第三系沉积物进行了地层学研究。由于有露头、钻井和地震资料可以利用，同时缺少广泛的构造活动印记，因而该地区已成为研究海平面变化对盆地沉积发育影响的一个焦点（Poag和Schlee，1984；Poag；1985a，b；以及它们中的参考文献）。Greenlee等人（1988）对新泽西陆架之下的第三系地层进行过地震地层学分析。对井中资料的生物地层学分析，取自已发表过的文章（Poag，1980，1985a）和Exxon公司的报告（M.Crane，私人通讯，1985）。图20-2所示是我们对所选测网中地震资料的一种解释，该图很好地展示了该地区第三系沉积层序的发育情况。该图的正下方是一张概括了该测线上算有沉积层序的地理分布范围、年龄、沉积滨线坡折位置以及相解释等方面资料的年代地层图。在4口井（大致沿倾向方向排列）中标准浮游有孔虫类和几类底栖有孔虫出现的位置及其相对于层序边界的位置已经被确认出，现示于图20-3（Poag，1980，1985a，Exxon公司报告）。图20-1还显示出Baltimore峡谷槽研究区内主要陆架边缘的位置和主要的自然地理特征。

1.古新世——始新世

白垩系和第三系的界线以一强振幅反射为标志。在该反射上，上覆进积楔发生下超。该进积楔因下超和削蚀而向海方向变薄。据滨海区井中资料，该进积楔的年代定为晚古新世（图20-3）。两个薄的层序覆盖了古新统层序，并显示出局部削蚀现象（图20-2）。这两个层序和下伏上古新统层序，都由深水碳酸盐沉积物组成。在COST B—2井和其它工业井中，这两个层序的年代确定为早、中始新世。在古新世和始新世时期，滨线位于研究测网向陆地方向很远的地方，因此，在测网上没有观察到海岸上超形态向下迁移❶，这给小规模层序边界的识别造成了困难。结果，在测网上只识别出古新统顶部附近（55Ma）、下始新统顶部附近（49.5Ma）以及中始新统顶部附近（39.5Ma）的大规模层序边界（Haq等人，1987），这些层序边界是根据平坦界面上很局部的削蚀现象和低角度的深水海相上超（图20-2，图20-4）加以识别的。

地震资料显示出在地震测网中最靠陆地的边缘处上始新统地层上超的证据（图20-2）。这与在图20-2测线以西岛海滩（Island Beach）井中上始新统岩层的缺失相吻合（Poag，

---

❶向海的一侧迁移。——译者

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn



图 20-1　新泽西滨海研究区底图

其中示有地震测线、井位以及新第三纪的沉积陆架边缘

1985a)。

2.渐新世

在滨海区井中识别出一个年代定为晚渐新世的层序（Poag，1980，1985a；图 20–2）。遍布该研究区的大部分地区，该层序都覆在上始新统沉积物之上。该上渐新统层序，上超于一个向盆地方向切蚀老地层的侵蚀不整合之上。这个渐新世不整合同渐新世（30Ma）海平面的大规模下降相对应。在图 20–2 的地震资料中可以看到一个部分遭受削蚀的楔状体，该楔状体由上超的上始新统岩层和炮点 6 向陆一侧年代可能再新一些的沉积物组成。这些地层的年代都已被认为是早渐新世或晚渐新世早期，尽管渐新统沉积在岛海滩处是否存在尚未

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

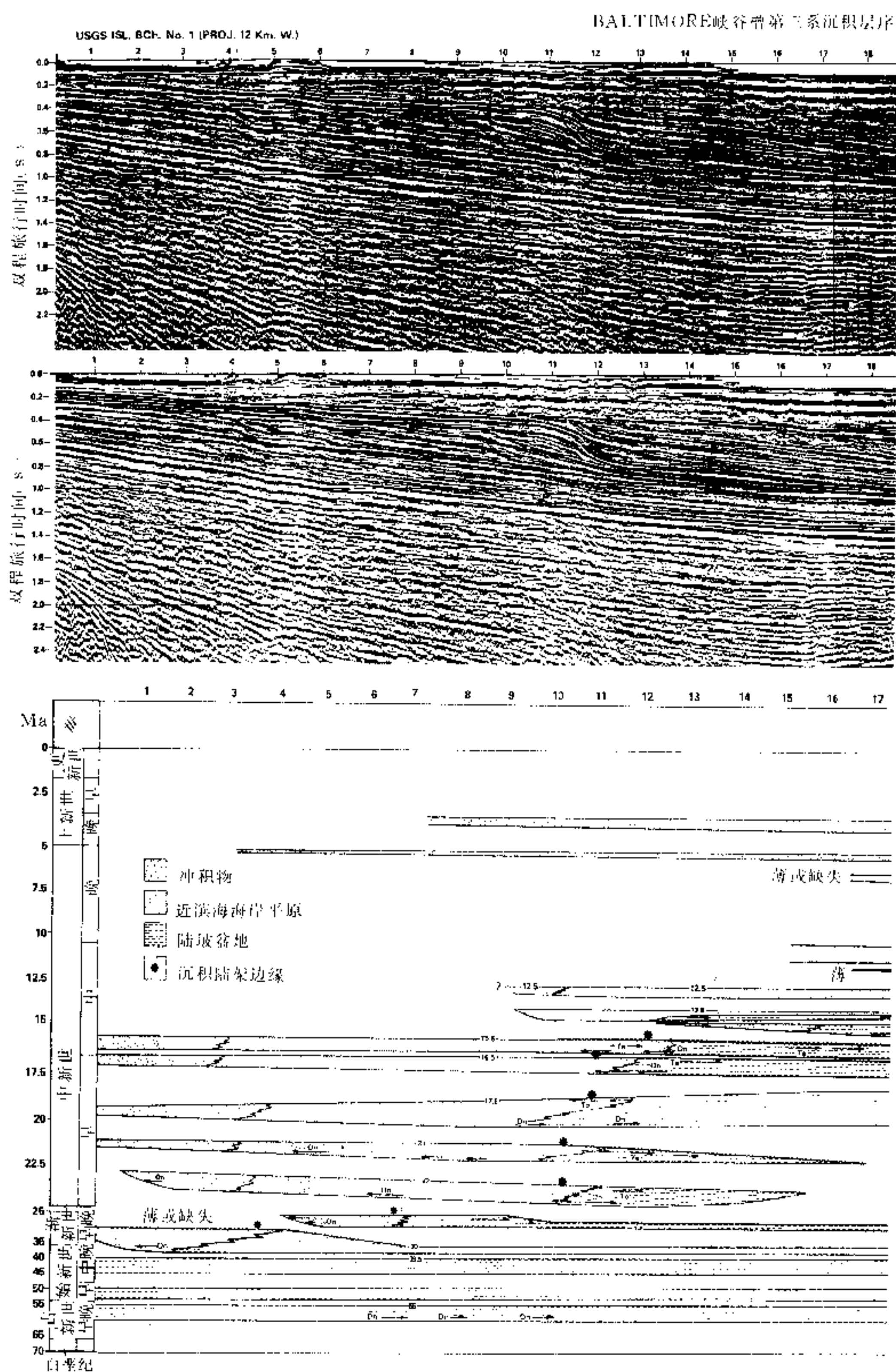
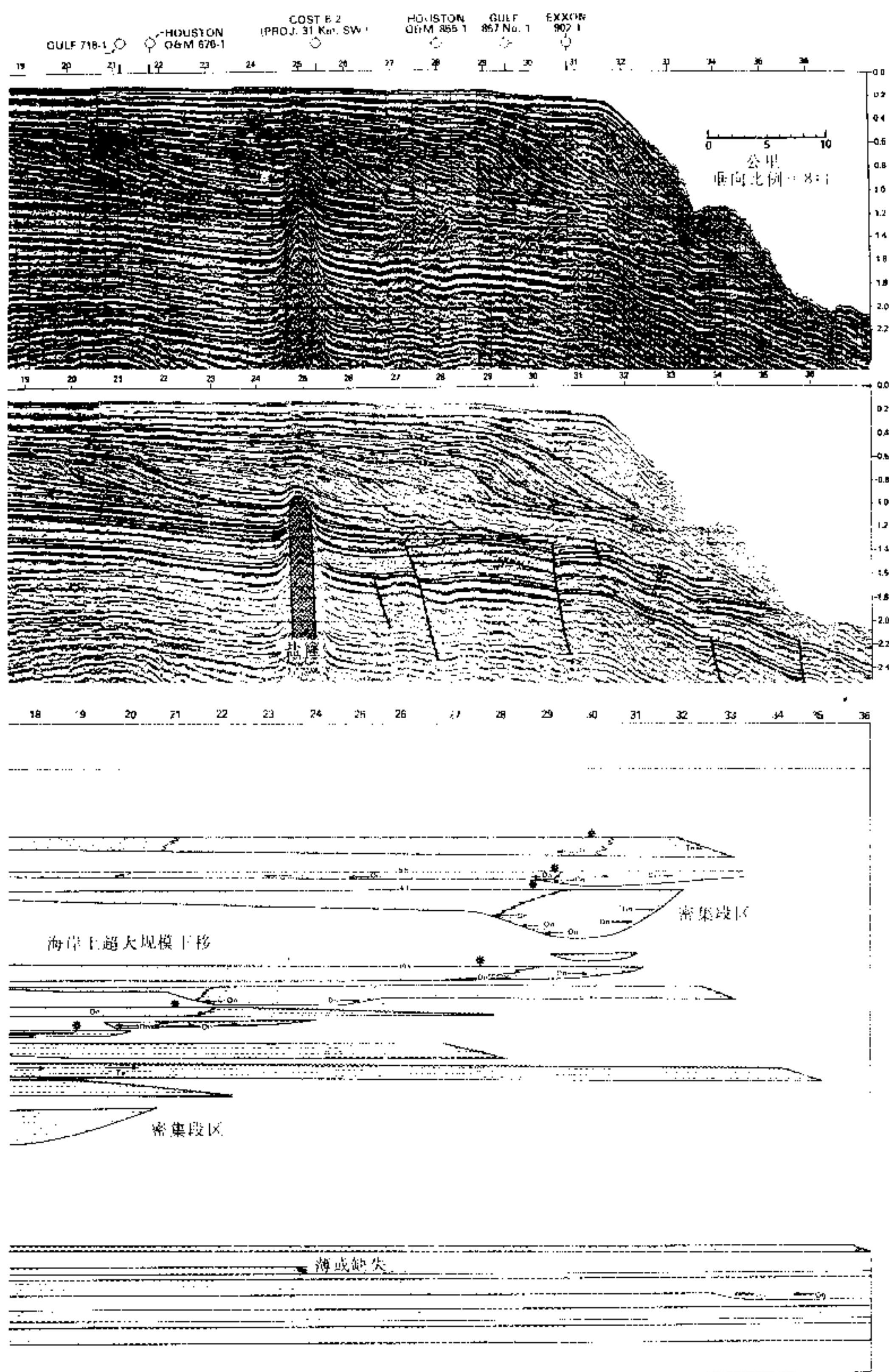


图 20-2 新泽西滨海区未经解释的地震剖面、

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn



经解释的地震剖面及其年代地层图

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

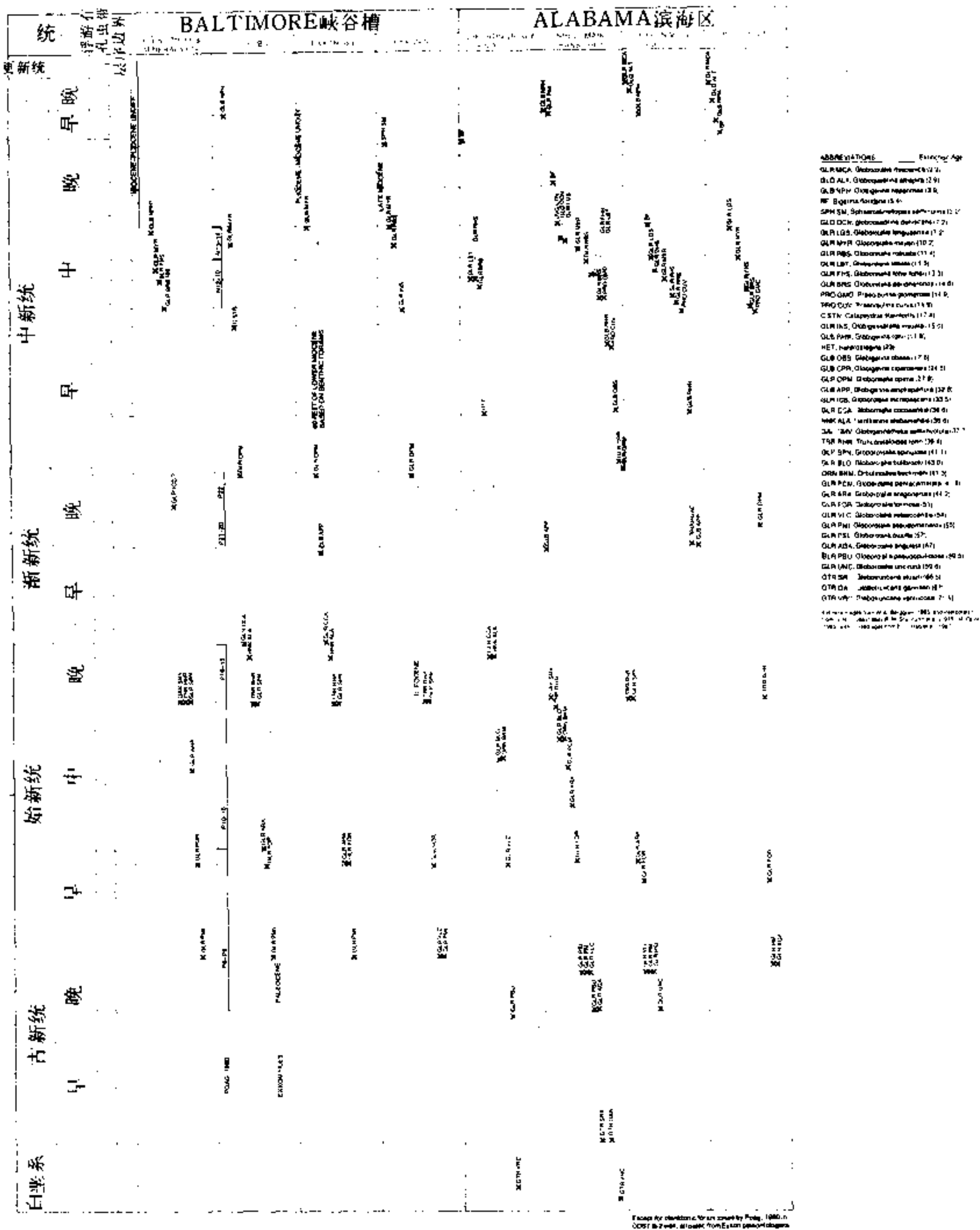


图 20-3 两个地区各自 4 口井中所确认的标准浮游有孔虫相对于层序边界处的位置图

其中也给出了某些底栖有孔虫的分布情况，但大多数的底栖有孔虫都由于是私人的生物延续范围资料和延续范围的不确定性而被略去

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

确定（参见 Poag，1985b，P237—238）。Bybell 等人（1986）对地震测线岸上部分的一个完整的下渐新统层段进行过描述。据信在地震测线滨海部位缺失或几乎缺失下渐新统沉积物，是由于早渐新世海平面上升和陆架可容纳空间增加引起的沉积物欠补偿（参见 Posamentier 等人的研究，本卷）及其后与 30Ma 处海平面下降相对应的剥蚀作用共同作用而造成的。

3.早中新世

在该研究区的地震剖面中已识别出了 4 个早中新世层序（图 20-2），其中每个层序都表现出向陆一侧上超和向海一侧下超的现象。下中新统层序都表现为恰好在上渐新统陆架边缘向海一侧的一系列加积陆架边缘。这些层序向陆一方以上超的方式变薄，向海一方朝着有井控制的滨海地区下超。在测线的向海部位，下中新统层段大多欠补偿或受到削蚀，如图 20-2 的年代地层图所示。Exxon 公司的古生物报告（M.Grane、私人通讯，1985）指出，在 COST B—2 井位处有一个下中新统薄层存在，覆盖在渐新统沉积上。在 COST B—3 井位处发现了 64m 厚的下中新统半深海相粉砂质泥岩（Poag，1985a）。其它早中新世化石的产出情况见图 20-3 所示。

4.中中新世

在剖面上识别出 4 个中中新世层序（图 20-2）。这些层序是每个相继的中中新世陆架边缘从先前的陆架边缘的向海的方向显著地进积。图 20-1 给出了中中新世纪陆架边缘的位置和中中新世进积朵叶的最大厚度轴。中中新世的沉积中心在 COST B—2 井附近，此处取样，取得了时间跨度为超微化石带 N10 至 N14、水深向上变浅的中中新统地层，上覆于晚渐新世沉积之上（Poag，1980，1985a）。在 COST B—2 井位处的第三系沉积层序示于图 20-4 中，图中给出了一条过 COST B—2 井和 Exxon 624—1 井的地震剖面，中新世年代地层图示于其下。在 Poag（1980）标定为超微化石带 N10—N12 的沉积物（Poag，1980）中，识别出了二个层序边界，它们同中塞拉瓦尔期（13.8Ma 和 12.5Ma）的海平面下降相对应。中中新统顶部附近的层序界线（10.5Ma），上覆于年代被定为超微化石带 N14 的沉积物（Poag，1980）之上，并以海岸上超的大规模下移和海底峡谷的剥蚀为标志（Miller 等人，1987）。

5.晚中新世—上新世

上中新统沉积层序在中中新世沉积中心的南部发育得最厚（图 20-1），它们以上超在中中新统进积楔之上的方式向陆地方向变薄。这些上超楔沿指向北方的走向线也上超于中中新统三角洲朵叶之上。在图 20-2 所示的地震剖面中，6.3Ma 层序边界之下的这个层序的最上部地层的展布，越过了中新世末的陆架边缘。在图 20-4 所示的地震剖面中，该层序向北以上超方式继续变薄，并上超在中中新世陆架之上，中新统最上部地层的沉积物向陆地方向广泛分布，两个下上新统沉积层序的分布也是如此。

三、阿拉巴马滨海区第三系地层的构架

利用区域高质量地震测网并结合井的控制（图 20-5），我们对阿拉巴马滨海地区的地层进行了研究。生物地层资料来源于 Exxon 公司的报告（M.Crane，私人通讯，1985）。图 20-3 给出了几口基准井中相应于地震剖面中已识别出的沉积层序边界位置的微体化石位置。图 20-6 和图 20-7 给出了我们对在该研究区内的地震剖面和识别出的沉积层序的年代

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

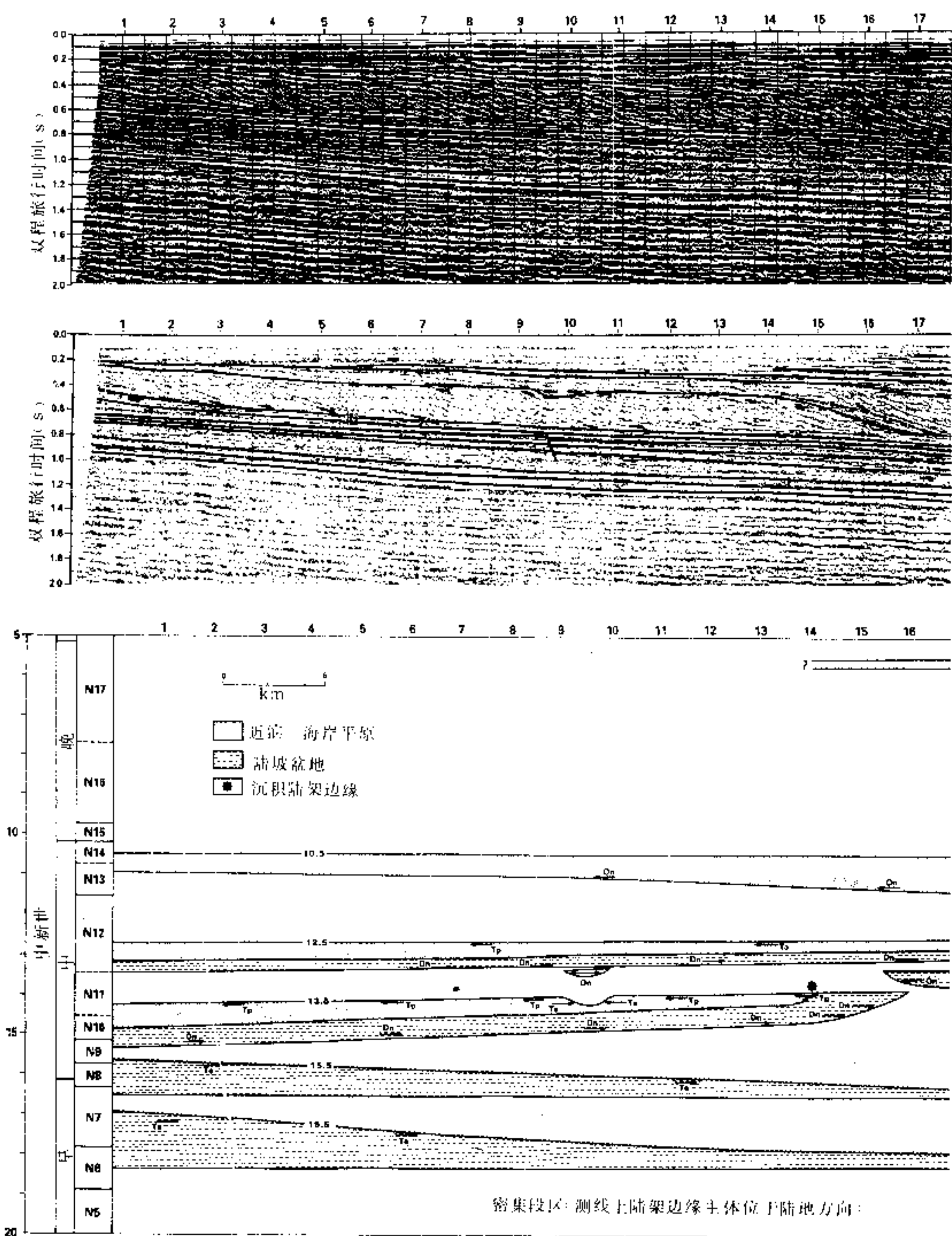
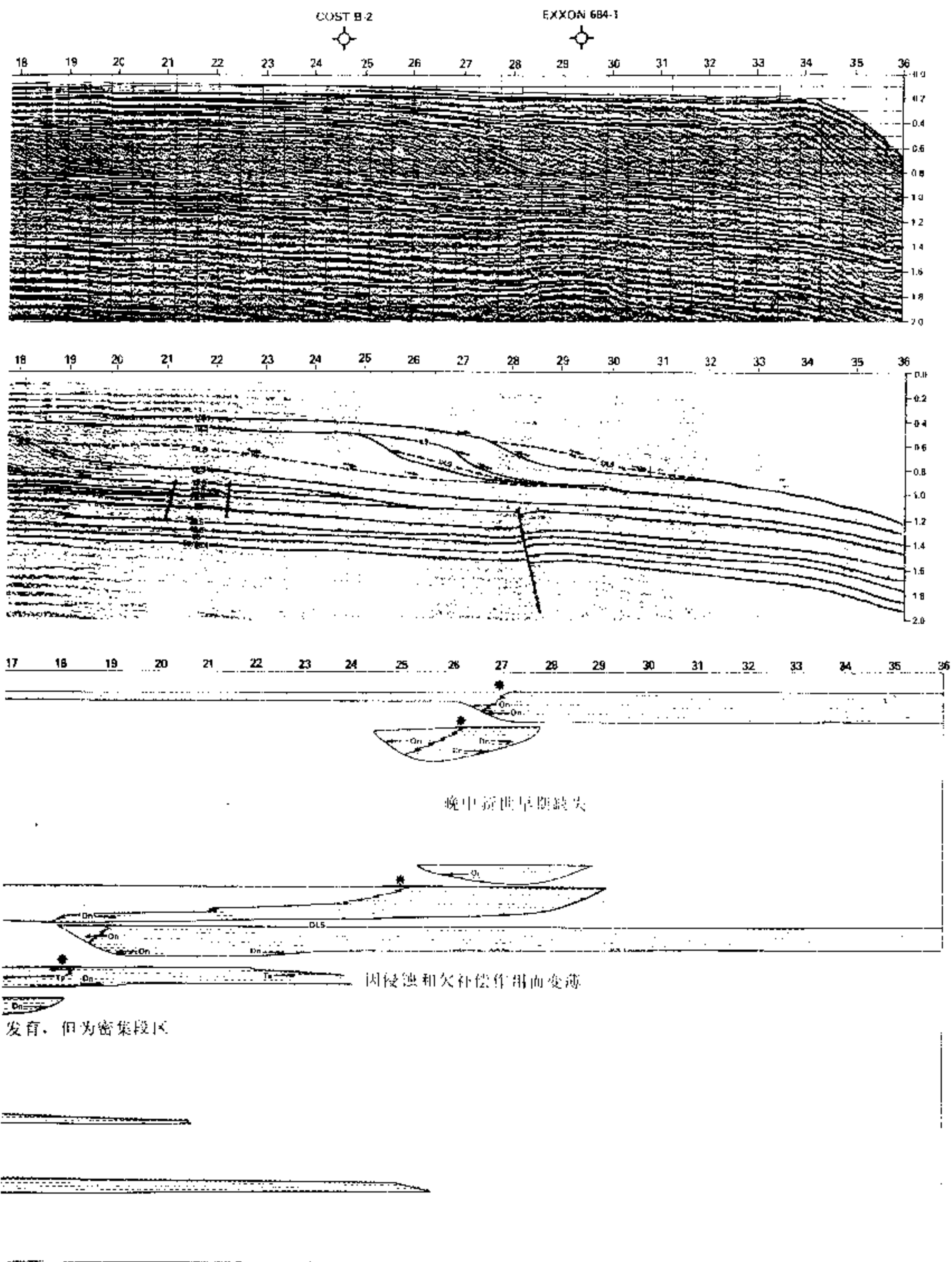


图 20-4 新泽西滨海区过 COST B—2 井和 Exxon 684—1 井

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn



的未经解释的地震剖面、经解释的地震剖面以及中新世的年代地层图

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

地层学解释。图 20-5 给出了第三纪陆架边缘位置和主要的自然地理特点。

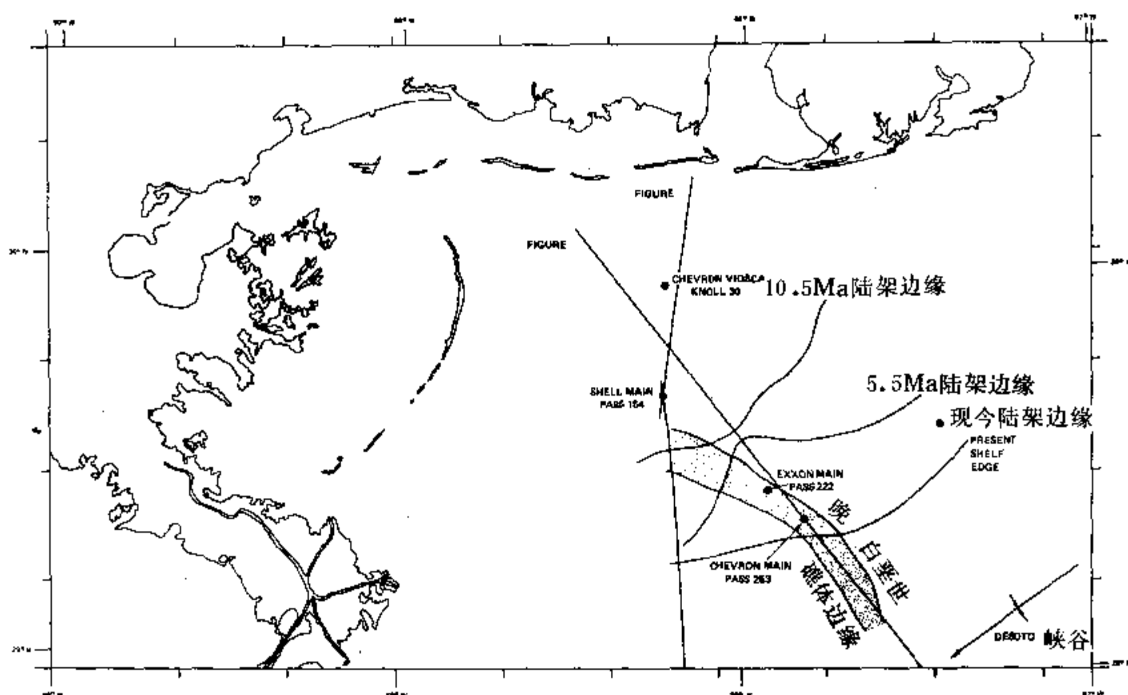


图 20-5 阿拉巴马滨海研究区底图

其中示有要解说的地震测线、井位、下白垩统陆架边缘位置以及新第三纪沉积陆架边缘

现已出版的涉及阿拉巴马滨海地区第三系地层学方面的资料并不多。在海岸平原露头和井中，人们对这些岩层进行过广泛的研究（Murray，1961；Mancini，1981；Raymond，1985；以及它们中的参考文献）。Fluker（1983）对该地区的一条地震剖面曾做过图解。

1.古新世—始新世

第三系底部位于一个侵蚀面之上，该侵蚀面把比较老的白垩系沉积陆续地向盆地方向搬运。在一个厚的古新世沉积楔内的斜坡沉积，下超在该侵蚀面上。这个进积楔由下古新统页岩组成。页岩偏多的这个进积楔与较薄的晚古新世和早始新世沉积之间，被一个上古新统内表现为削蚀和上超的侵蚀界面所分隔（图 20-6、图 20-7）。这些沉积层序厚度薄，但是在位于盆地方向的井中都存在。早、中始新世的层序都是一些薄的、被局部侵蚀不整合相隔的单元。上始新统沉积，上超于中始新统沉积之上（图 20-6）。至今还不清楚这是深水海相上超，还是真正的海岸上超（对海岸上超和海相上超的研究，参见 Vail 等人，1977b，P65—72）。

2.渐新世

在阿拉巴马海上地区，地震剖面上没有明显的不整合把上始新统与下渐新统沉积隔开。下渐新统岩层的反射要么是顶超，要么就是被一条向盆地方向彻底切蚀掉下渐新统沉积的大规模侵蚀不整合所削截（图 20-6）。这条大规模不整合与渐新世中期（30Ma）的海平面下降相对应，其上为晚渐新世沉积物所覆盖。晚渐新世地层上超于中渐新世不整合之上，并记录下了第三纪时期海岸环境对本研究区的首次明确的侵入。在地震测网向陆地方向的端点附近，上渐新统地层发生尖灭。以局部侵蚀为标志的渐新统上部边界，将其与中新统沉积物分隔开来。

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

3.中新世

下中新统沉积呈地区性广泛分布，向陆方向的延展，超过了我们研究的测网区。Viosca Knoll 30 井钻到的一个下中新统珊瑚礁表明，研究区向陆部位，发育有浅海环境（图 20-7）。该礁生长在下伏上渐新统沉积层序逆倾向上超的最高位置附近，并被中中新统深海页岩所覆盖。下中新统沉积向海方向减薄，呈现为一些低起伏、向海倾斜的斜坡。下中新统上部（波尔多阶）沉积，上超于礁体边缘部位，它在 Viosca Knoll 30 井中没有出现。

中中新统沉积由进积楔组成，这些进积楔把沉积滨线坡折深人地推进到本研究区（图 20-5）。与此同时，在盆地里沉积了上超状的厚层沉积楔。中中新统进积楔向陆一方的延伸，超出了我们的地震测网区。

在本研究区，有一条大规模的侵蚀不整合把中中新统与上中新统沉积物隔开。被解释为海平面低水位期碎屑溢流（debris shed）沉积的丘状波组和杂乱反射，上超于局部陡坡之上（图 20-8），其上覆的上中新统沉积层序迅速向海推进，以向陆延伸的薄的平行反射波组和从先期陆架边缘向海方向的较厚的 S 型、斜交型前积斜坡反射为特征。晚中新世的这三个沉积层序的每一个，都表现出海岸上超向下的显著位移。斜交型前积斜层反射波组，上超于中新统最上部的层序边界（5.5Ma）之上，其上为中新统与上新统边界处的下超面所覆盖。

4.上新世

在 Main Pass 研究区，上新统沉积物中的生物地层分辨率很低。在该区内识别出了 4 个明确的早上新世层序。这说明该时期海平面变化的频率高于全球周期图（图 20-9，Haq 等人，1987）中所显示的频率。该区保存甚厚的上新统地层剖面，对该地区上新统沉积层序的识别起了帮助作用。

四、地质历史分析

为了弄清所研究的这两个盆地的沉降史，有人（Van Hinte，1978）曾对这两个研究区的一些井进行了地质历史分析。这种分析方法是根据某一特定地点地层的年代、深度和古水深值来计算盆地基底的总沉降量。在本项研究中，利用结合我们的区域地层构架，在井中识别的地层界面和井深以下地震时深转换的地震尖峰，导出年代—深度之间的对应关系。对水深的估计，则是从微体化石组合的环境解释、测井资料的沉积相解释以及地震和斜层的测量获得的。当总沉降量校正了沉积物负载引起的压实效应和地壳均衡之后，所得的沉降曲线就反映了构造作用的影响，而不是反映艾利均衡和海平面变化。然后用这个值的一个估值，对该沉降曲线进行长周期海平面变化的校正（Haq 等人，本卷）。结果所得的值便反映了因热构造、与盐有关、与断层有关或挠曲沉降等引起的可供沉积物堆积的空间（可容纳空间）。而海岸沉积作用和剥蚀作用向陆或向海方向上的快速转移，则归因于海平面的快速变化。

1.Baltimore 峡谷槽

对 Baltimore 峡谷槽的地质历史分析是在 COST B—2 井等几个沿图 20-2 所示地震剖面上分布的点处进行的（Greenlee 等人，1980）。图 20-10 给出了井 COST B—2 处总沉降量、古水深和长周期海平面等的变化曲线。

在热构造沉降曲线上可看出在两次抬升旋回之后，跟着一次快速沉降（图 20-10）。第一次抬升发生在侏罗纪初期，它同北美与非洲之间的开裂作用以及洋底开始扩张和迅速沉降伴生。第二次抬升发生在早白垩世末，以构造沉降曲线上出现的一个拐点为标志。据认为它

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

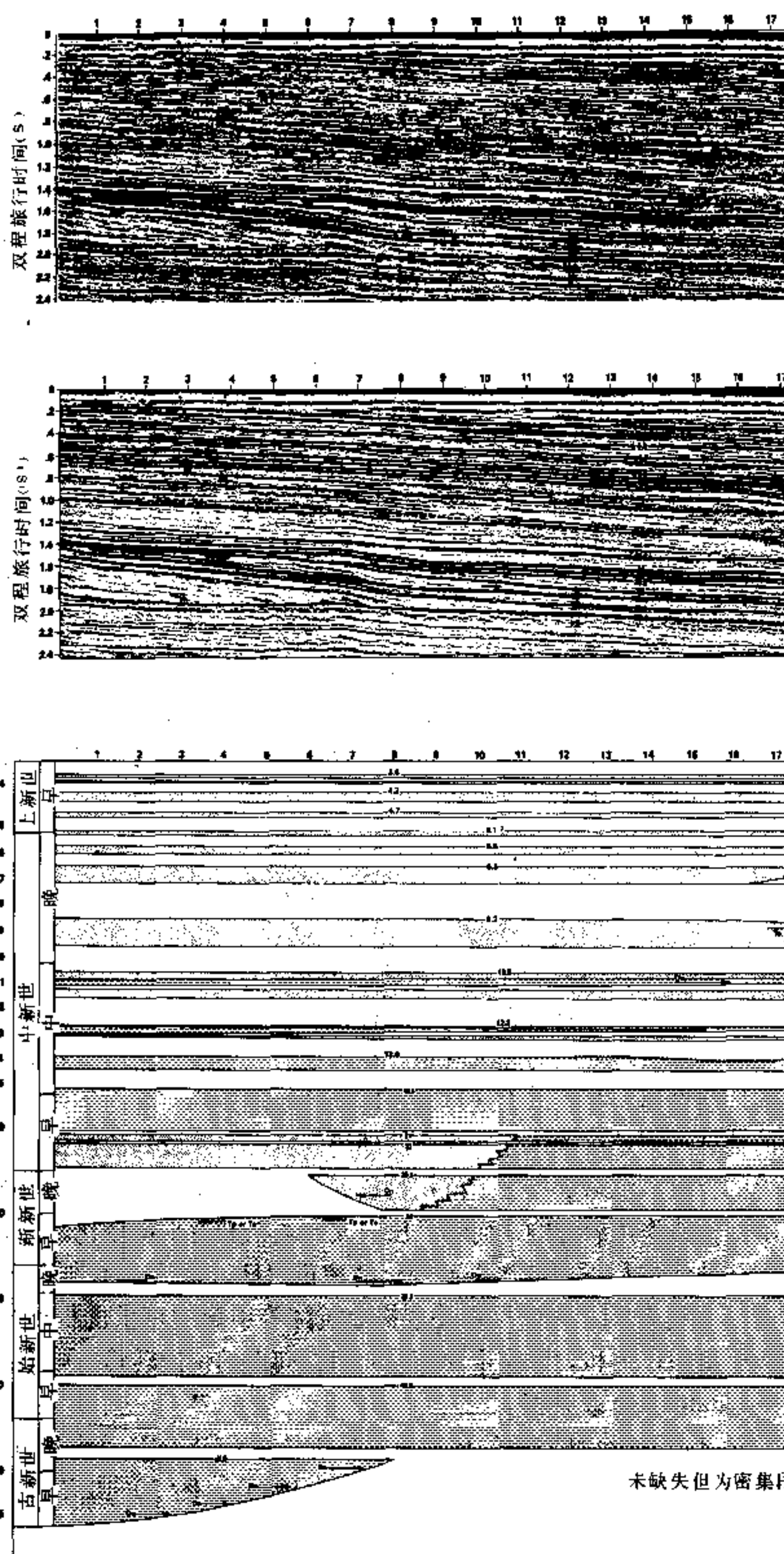
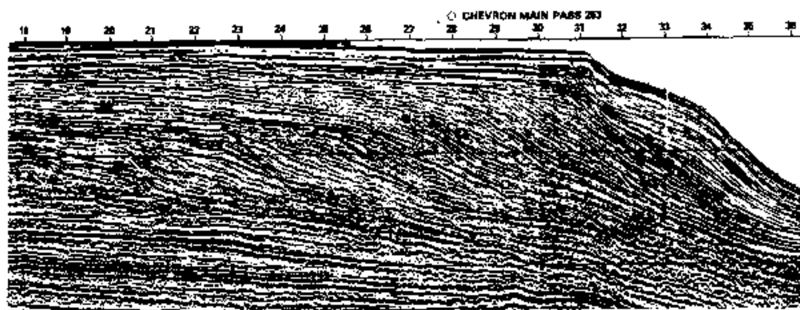
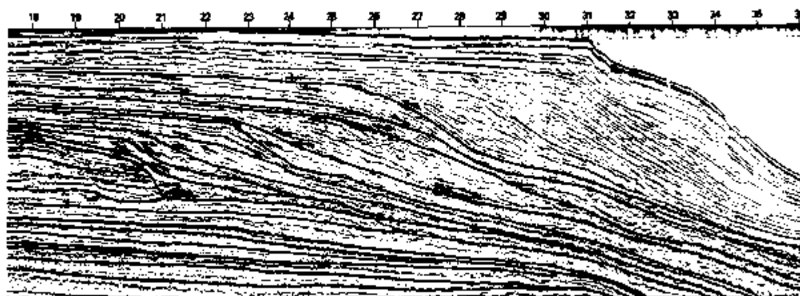
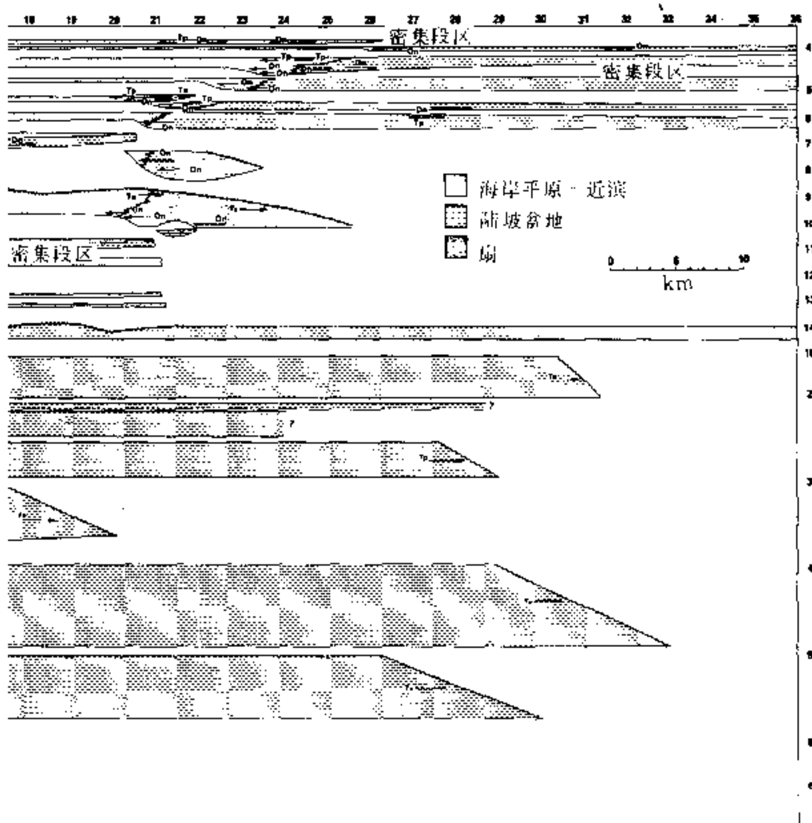


图 20-6 阿拉巴马滨海区未经解释的地震剖面.

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn







经解释的地震剖面及其年代地层图

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

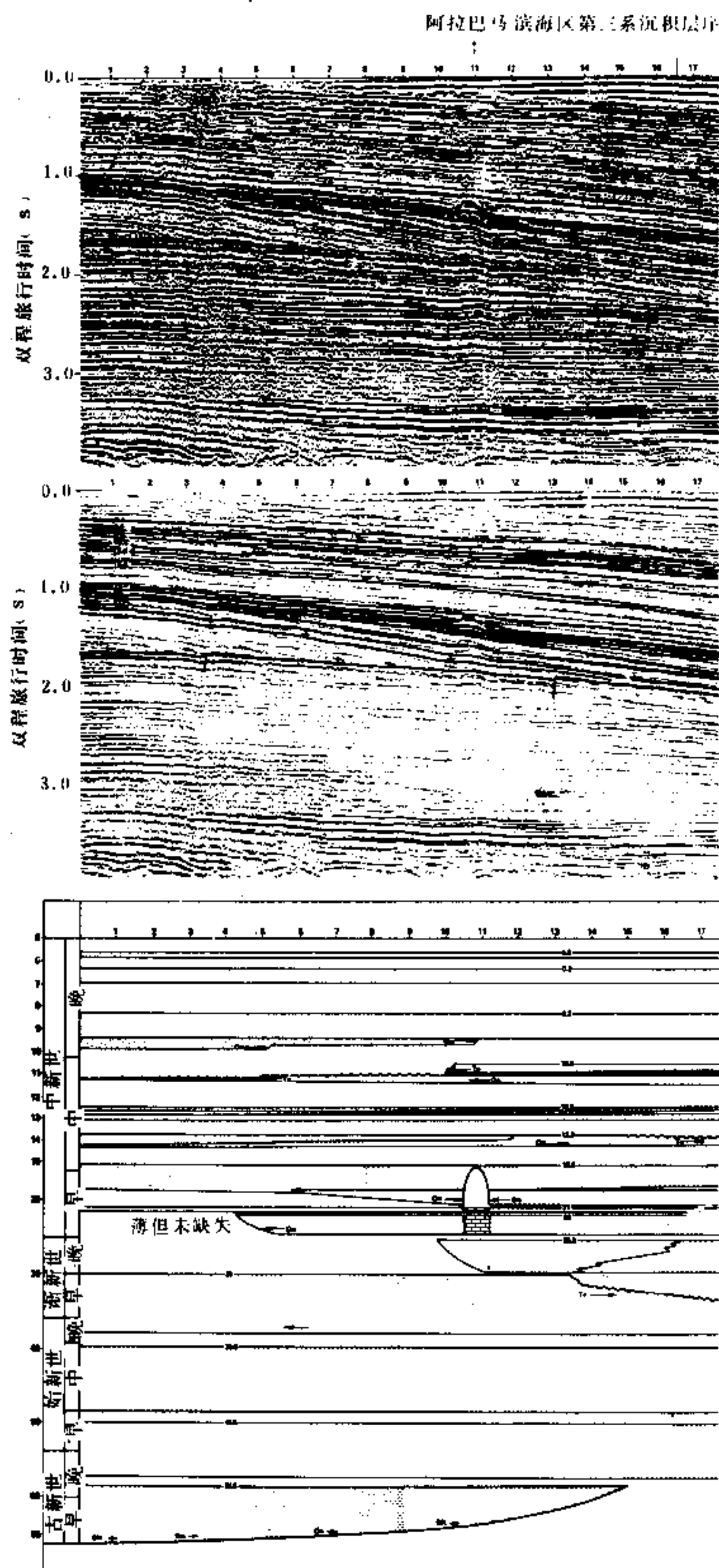
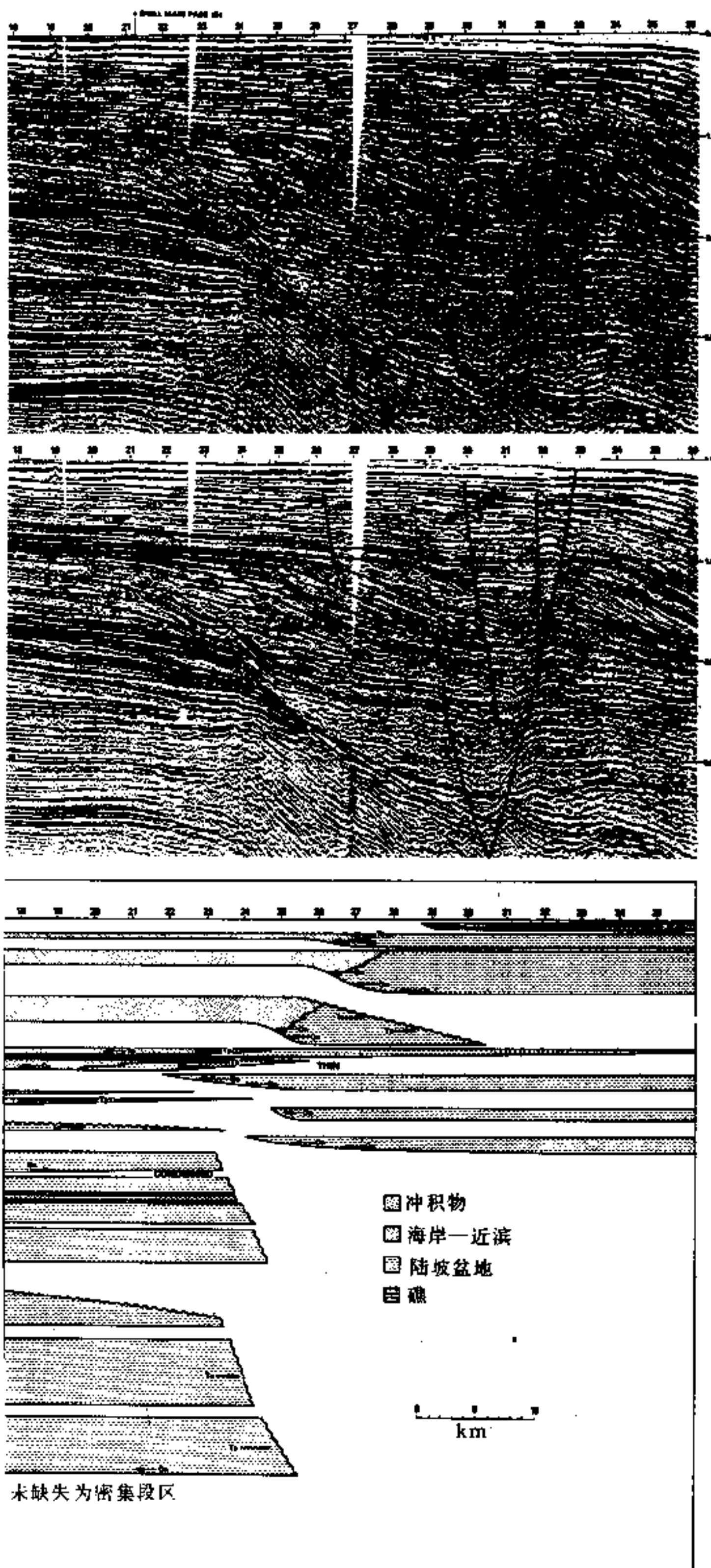


图 20—7 阿拉巴马滨海区未经解释的地震剖面、

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn



经解释的地震剖面及其年代地层图

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

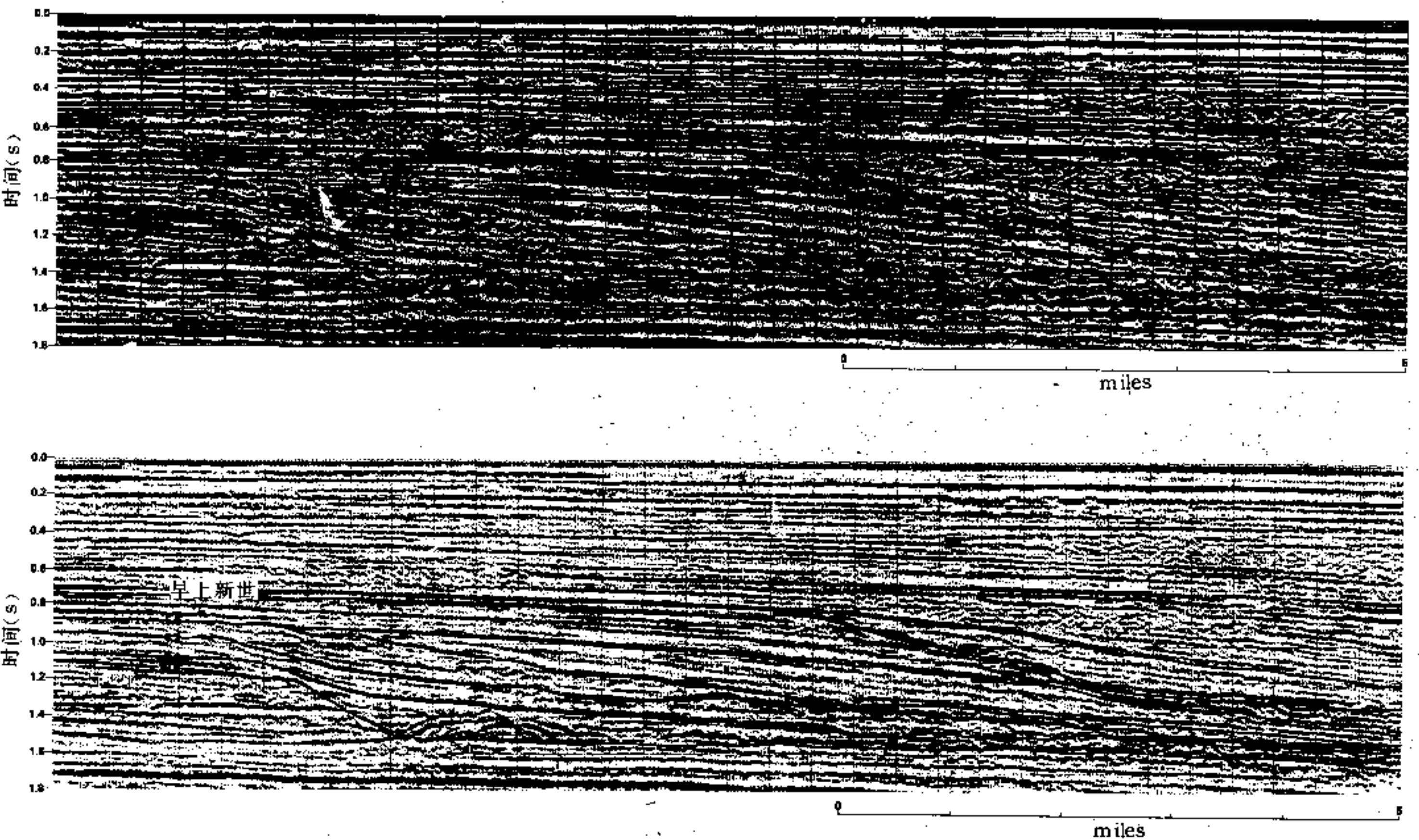


图 20—8 图 20—6 所示上中新统层序中广泛的陆坡侵蚀和上超现象的详细图示

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

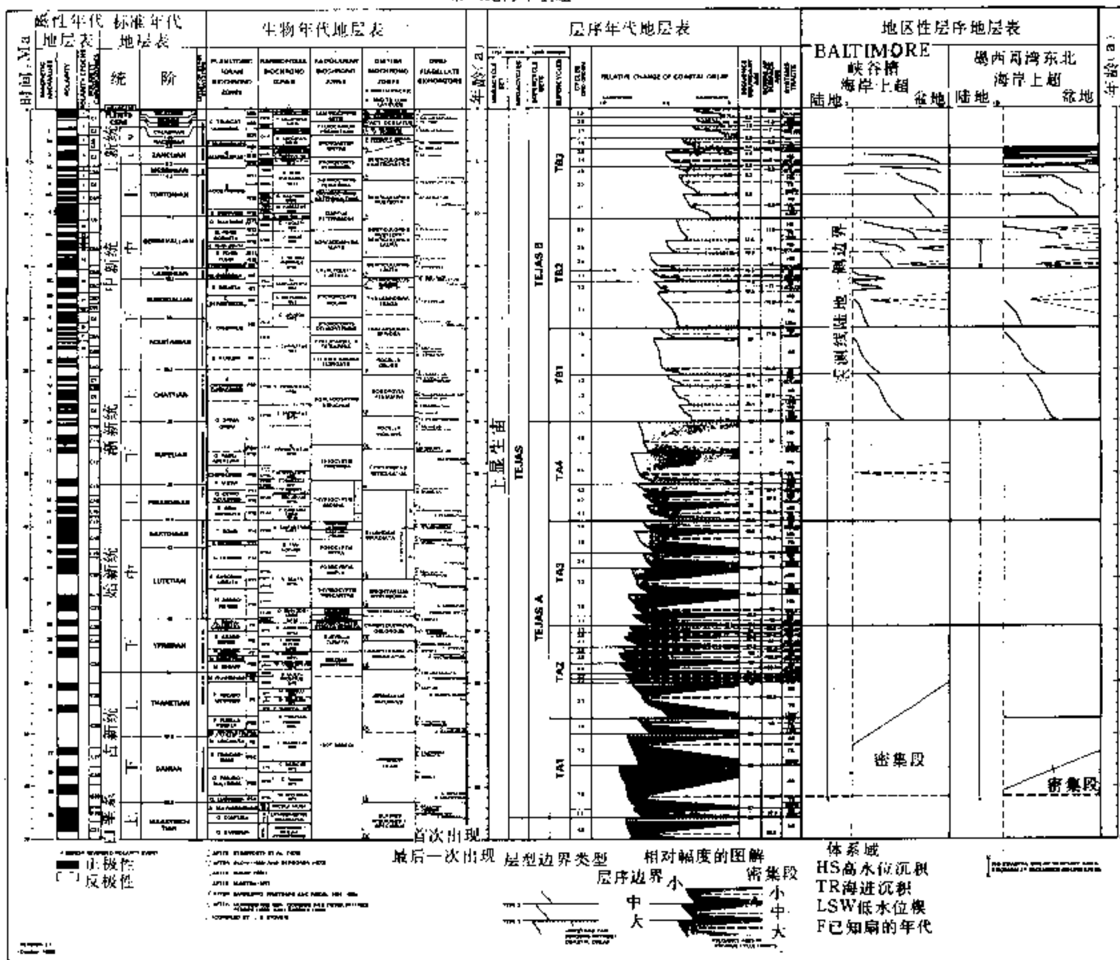


图 20–9 Haq 等人（本卷）的第三纪年代地层表和全球海岸上超图

其中还附有新泽西滨海区和阿拉巴马滨海区的海岸上超图。海平面变化周期图中标注的参照符号据 Haq 等人（1987）

是一次与在该区内识别出的火山侵入有关的区域热事件（比如 the Great Stone Dome; Grow, 1980）。据这项分析，热构造沉降以每百万年近 6.5m 的稳定速率持续到第三纪内。

2.阿拉巴马滨外地区

我们选了两口井用于说明阿拉巴马滨外研究区的沉降史。这两口井都沿图 7 所示的地震测线分布。从这两口井中获得的地质历史演化曲线示于图 20–11 和图 20–12 中。请注意，两口井中以陆架碳酸盐岩和硅质碎屑岩为主的浅水环境，一直持续到以深海环境占主导地位的晚白垩为

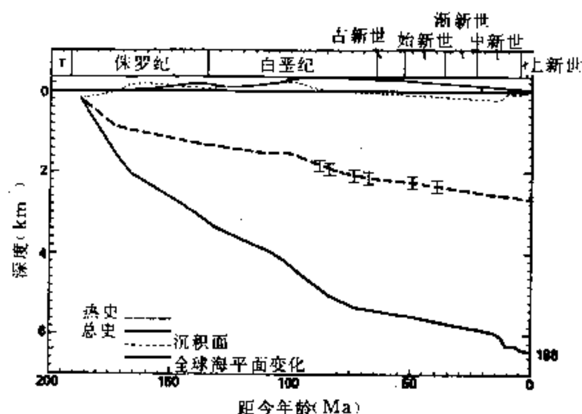


图 20–10 新泽西滨外地区 COST B—2 井的地质历史演化曲线

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

止。在早白垩世晚期，总沉降量的加大，招致了与环绕墨西哥湾早白垩世碳酸盐台地快速生长发育相伴生的碳酸盐岩的快速沉积。

这两口井位处都经历了平稳、持续的沉降过程。在早白垩世该沉降被一次小规模事件所打断，该小规模事件可能反映了与Baltimore峡谷槽研究中提到的那次早白垩世热事件同步。从中中新世开始至今，热构造沉降曲线显示出上凸状特点的斜率显著增加。这同裂谷期沉降伴生的呈指数递减的热冷却周期在总体上所表现出的上凹形态形成鲜明的对照。我们认为在早中新世后沉降速率的这种快速增加是下白垩统台地边缘紧靠海一侧中中新世及其后年代中的快速沉积（图20–7）引起的一次负载挠曲事件的结果。这次事件伴生的构造沉降速率，从每百万年约10m增加到每百万年30m。

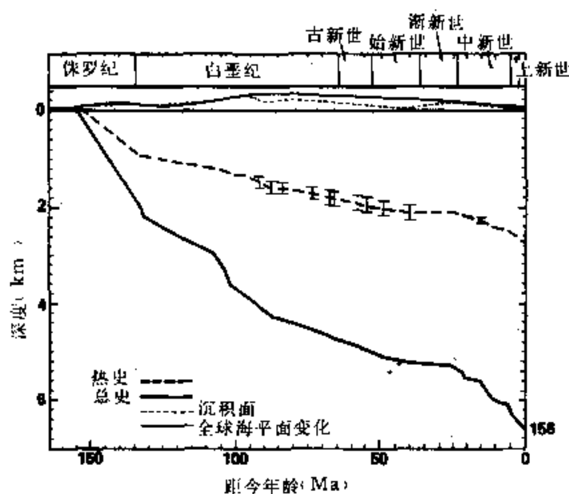


图20–11 阿拉巴马滨外地区Chevron Viosca Knoll 30井的地质历史演化曲线

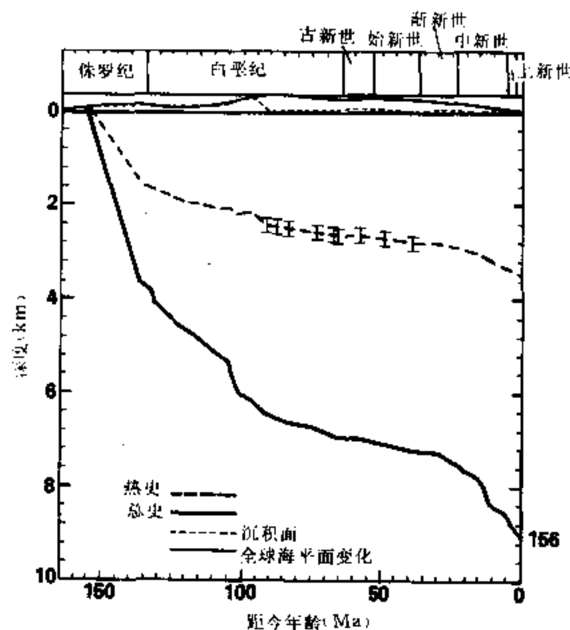


图20–12 阿拉巴马滨外地区Shell Main Pass 154井的地质历史演化曲线

五、新泽西滨海区与阿拉巴马滨海区所识别出的第三系沉积层序之间的对比

我们认为这两个地区的大陆边缘都是年代较老、缓慢下沉的被动大陆边缘。地质历史分析表明，自中白垩世以来，它们都没有发生过显著的抬升和热运动。这种解释从这两个地区第三系地层中没有发现因断开的角度不整合或"因构造作用而增强的"不整合的事实中得到了支持。这两个研究区整个第三纪地质历史的相似性的根源，在于它们具有相同的基本地质属性。这些属性包括：(1) 地壳类型和中生代地质演化上相似；(2) 缺少广泛的第三纪抬升；(3) 古地理位置可比；(4) 沉积体系相类似。

尽管在这两个地区之下都有盐，可是盐的回撤运动对Baltimore峡谷槽和阿拉巴马滨海区的第三纪构造历史的影响似乎都很小。从构造上讲，这两个地区的主要差别体现在中新世中期，此时由于厚沉积楔引起的地壳挠曲，使阿拉巴马滨海研究区中中新世的沉降速率显著增加。因而导致阿拉巴马地区中新世晚期和上新世层序发育的分辨率总体增大。

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

从沉积历史上讲，这两个研究区目前的陆架边缘，反映出先前中生代碳酸盐台地的发育情况。这个残余特征在早第三纪时位于半深水的深度上。在 Baltimore 峡谷槽中，陆架坡折基本上盖在一个从上侏罗统到下白垩统的礁体的边缘上，该礁体正好位于陆壳与洋壳交界的向海一侧上（Schlee 等人；1979)。在墨西哥湾东北部，这个大的自然地貌间断与覆盖在变薄了的陆壳到“过渡型”地壳边界之上的下白垩统礁体沉积伴生（Corso 等人，1987)。

当中新世进积作用把海岸相带推过中生代碳酸盐台地、使得沉积滨线坡折变得与残余陆架边缘几乎重合时，这两个地区都遭到了大规模的海底峡谷下切作用。在此之前，层序边界是以陆架边缘向陆一方的小规模水道下切作用和向盆地方向逐渐削蚀老地层的面状侵蚀面为特征（图 20–2、图 20–4、图 20–6、图 20–7)。我们认为，沉积滨线坡折向海一方的这些平坦的剥削面，是由于低海平面期间波浪和海底底流作用引起的侵蚀作用形成的。在晚中新世之前，低水位体系域的滨线位于相应高水位陆架边缘向海一方，但却比残余的中生代陆架边缘更靠向陆地许多。

1.第三纪海岸上超模式

Exxon 公司的地震地层学家们很早以前便已开始使用海岸上超模式，来比较相隔甚远的大陆边缘上沉积层序的区域延伸范围随时间发生迁移的情况了（参见 Vail 等人，1977b)。Posamentier 等人（本卷）对沉积地层分布模式与海平面变化之间关系的形成机制进行了讨论。检查新泽西和阿拉巴马滨海区的海岸上超模式（图 20–9)、下超界面以及盆地内的侵蚀不整合之后，发现这两个地区既有差别也有类似之处。两个地区共同的地层特征有：(1) 对应于白垩系和第三系边界处，有一个大规模的下超面；(2) 在下第三系，有几处有低起伏的面状侵蚀面，根据现有的古生物资料，这几处侵蚀的年代相同；(3) 在上渐新统和上第三系沉积中识别出了大体相似的海岸上超模式。不过，在上第三系中，我们识别出了早上新世层序的数目和面积分布范围上、以及某些中中新世层序面积分布范围上的差异。

在整个早第三纪，这两个研究区都处在盆地内的某个位置上，所以无法获得该时期的海岸上超模式。尽管不可能对下第三系海岸上超作一比较，但是这两研究区仍有一些共同的观察结果。在大西洋和墨西哥湾的两个大陆边缘处，白垩系和下第三系边界都是一个侵蚀不整合，在阿拉巴马滨海地区，则发生了更为强烈的剥蚀作用。在此边界处有一个重大的下超界面，指示了一次最大海泛期。我们认为，这次海泛是麦特里希特期末和古新世初海平面快速上升的产物。在新泽西滨海地区，由于密集沉积作用❶ (condensed sedimentation) 之后继之以中古新世的剥蚀作用，从而使整个下古新统地层缺失。在阿拉巴马滨海区，前积的下古新统 Midway 组页岩向海一侧的边沿很明显。该单元由密集的盆地页岩组成，经海上钻井中的浮游有孔虫对它作了断代。Loutit 等人（本卷）对位于白垩系和下第三系边界处的这个密集段进行了更充分的论述。Donovan 等人（本卷）则对阿拉巴马地区晚麦斯特里希特期和早古新世的岸上露头进行了讨论。

在这两个地区，在下、中始新统顶部附近，产有具不同程度深海上超的面状侵蚀面的层序边界。这两个界面分别同 49.5Ma 和 39.5Ma 处的二级层序边界相对应。我们在阿拉巴马滨外区测网上，识别出了一个晚古新世层序边界（58.5Ma)，但该边界在新泽西滨外测网上，却一直下切到白垩系和下第三系边界。在这两个地区都显示出上始新统沉积物上超在中始新统层序的顶部边界之上。

---

❶即非补偿沉积作用。——译者

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

在这两个地区看到的第一个清晰的海岸上超标记，是与中渐新世时期海岸上超的一次大规模下移伴生的。这次下移使得近滨和海岸平原沉积环境进入所研究的这两个地区，紧跟着便是上渐新统和下中新统（阿启坦阶）沉积向陆地方向逐步上超。另一次大规模海岸上超的向下迁移是在早中新世中期（21Ma），此时，下中新统礁在 Viosca Knoll 30 井位处发生尖灭。在阿拉巴马的测网上波尔多期的层序（17.5Ma 和 16.5Ma）薄；可是它们在新泽西的测网上则发育得更好、更厚些。

这两个地区观察到的海岸上超之间的重大差异，发生在中中新世早期。在新泽西地区，中中新世初不整合（15.5Ma）以向盆地方向逐渐削蚀老地层的强烈侵蚀为标志（图 20-2）。其后跟着的是受限于盆地的层序（13.8Ma 到 15.5Ma；图 20-2）和中中新统上部沉积陆架边缘向海方向的进积作用。在阿拉巴马滨外区从 13.8Ma 到 15.5Ma 期间沉积下来的层序在区域上广泛分布。其上超模式象是全球海岸上超曲线（图 20-9）的翻版，在该曲线图上，在早塞拉瓦尔期内（13.8Ma 到 15.5Ma），有一次显著海岸上超向大陆方向的迁移。同新泽西滨外地区相似，在阿拉巴马滨外地区，塞拉瓦尔期的层序强烈前积。

区域上超模式间的差异，很可能由于挠曲负载作用引起的阿拉巴马滨外区中中新世盆地沉降的加大而加大了。另外，Baltimore 峡谷槽中的这种异常的海岸上超模式，可能是由于 13.8Ma 到 15.5Ma 层序受到的广泛侵蚀（Greenlee 等人，1988），或者是由于在地史分析过程中也没能识别出的一次短期区域抬升造成的。

两个研究区在中中新世结束时，都表现出海岸上超的一次显著下移。上中新统沉积层序向陆一方逐渐上超。在阿拉巴马滨外区盆地沉降速度较大，造成层序的薄的部分向陆一方延伸更远。仅仅是在沉积滨线坡折推进到受构造控制的残余陆架边缘之后，在所研究的两个区内，才出现大规模的海平面低水位期的海底峡谷建造。

在墨西哥湾地区，沉降速率较大，使得中新统最上部地层和上新统地层的分辨率更高。实际上，在该地区识别出的独立周期，要比 Haq 等人的全球周期图（本卷）中所指出的更多些。为了解决这显而易见的矛盾，今后还需对其它一些具高沉积速率（从而提供高地震分辨率）的地区进行研究。

墨西哥湾地层发育所具有的高分辨率，可能也是上新世高水位最大期年龄估计上出现差异的原因；不过，在墨西哥湾，该高水位最大期的年代与 Baltimore 峡谷槽得到的年代非常接近。现在仍不清楚在墨西哥湾和 Baltimore 峡谷资料中见到的早上新世最大高水位期年龄上的差异是代表与 Haq 等人的研究成果（本卷）不同呢，还是在有关层序边界年龄估计上的一点微小（~0.7Ma）差异呢。

2.二级超层序

上述讨论中已提及在新泽西和阿拉巴马陆架之下识别出的两种层序发育的特征性模式：在古新世和始新世，相对深水的沉积被一些海底侵蚀面分开，经解释，这些侵蚀面时间规模大约 10Ma 年的二级或“超周期”界限（Haq 等人，1987）可以对比。依据本地区油井和取心井的区域生物地层分析，Poag 和 Ward（1987）进行了一个类似的对比。在新第三纪三角洲前积过程中，根据以大约 1Ma 的时间间隔发生的上超向盆地方向迁移的现象，识别出一系列高频层序。这些层序曾经同三级周期边界进行了对比（Haq 等人，1987）。

我们的资料表明，这两个研究区中发现的三级沉积层序，可以组合成更大的以二级或“超层序”边界为界的组合体（Package）或“超层序”（参见 Vail 等人，1977b，P64）。在超层序中的这种沉积层序叠加模式，类似于在三级沉积层序中发现的体系域的地层模式（参见

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

Posanertier 等人的研究，本卷)。

比如，在 30Ma 和 10.5Ma 处的二级层序边界，是以大量的剥蚀作用及其后的局限于盆地内的沉积作用为特征的（图 20-13）。覆于这些二级低水位沉积（上渐新统—上中新统下部）之上的，是一系列连续上超于陆架边缘（下中新统）之上的进积、退积或加积的三级层序。这些地层大概等同于三级层序内的海进体系域。最后，一个海退系列的三级层序（中中新统）向海方向快速前积在密集沉积表面之上。这些地层类似于三级沉积层序内的高水位体系域地层。这些沉积模式反映了全球海平面周期图（图 20-9）中从晚渐新世、早中新世开始的海岸上超总体上（30Ma 以来）向陆地方向的迁移，和中中新世期间沉积滨线坡折向盆地方向的逐渐迁移。虽然这个作为 21Ma 层序边界解释的表面，以阿拉巴马滨外研究区内的海岸上超大规模向盆地方向迁移为特征，可是我们并没有将这个界面解释成一个超层序边界，如全球海平面周期图所示。

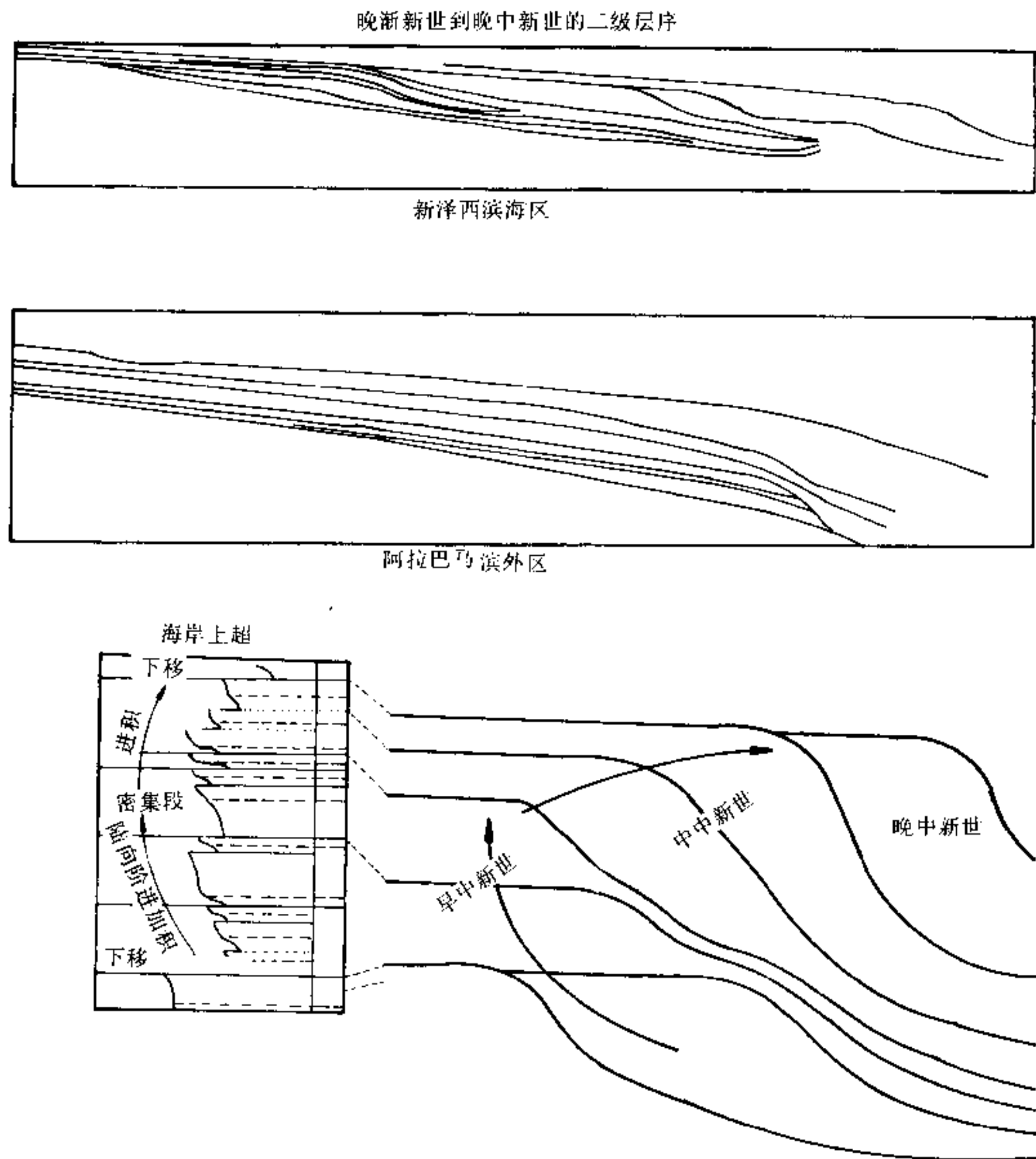


图 20-13　新泽西和阿拉巴马滨外区二级层序图解说明

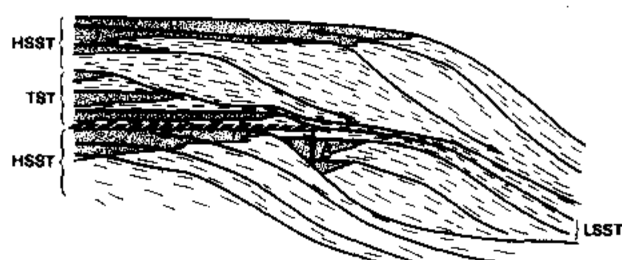
PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

由于二级周期所代表的时间规模更大，因而二级超层序的物理特征对盆地的构造运动更为敏感。在10—20Ma这一级的时间规模上，与某些陆架边缘处的全球海面变化相比，海平面相对变化受构造升降幕的影响可能更大。不过，事实已证明，识别超层序边界和二级密集段（参见Loutil等人，本卷）对在新区盆地中建立年代模型是有用的。

六、根据地层资料数据库解释海平面变化

Posamentier等人（本卷）、Van Wagoner等人（本卷）和Sarg（本卷）就海平面相对变化对碎屑岩和碳酸盐沉积层序地层构架的影响进行了探讨。由于在勘探中，对地下岩相和地层年代进行钻前预测具有重要意义，因此，目前大量的研究工作已经从地层数据库转入到确定二级全球海平面变化发生的时间及其影响等方面来。可是，在对估计这些全球海平面变化的幅度上所做的工作却很少。

这里提供的实例说明了在一个相对平静、缓慢沉降的构造背景下沉积的一些硅质碎屑沉积层序。我们认为，在这种环境下，可以对二级和三级全球海平面变化周期的幅度做出最直接的解释。因为在这种前提下，滨线靠近介于相对平展的海岸平原和滨线地层与坡度更陡的陆坡（三角洲前缘）地层之间的坡度转折处，所以，相对小幅度的海平面下降便可能把滨线推移到超出这个坡折点。



相对海平面下降=(A x LC)+WD

A = 从第一个海岸上超到陆架剖面基准面的沉积物厚度

LC = 沉积物负载和压实因素

WD = 海平面下降前陆架的水深

相对海平面下降的计算

图20-14 根据地层资料计算短周期海平面下降的方法

我们用与Greenlee等人（1988；图20-14）相同的方法，计算了三级海平面的下降幅度。海平面相对下降幅度是通过度量高水位结束末期与下一个低水位开始时期之间海岸平原和三角洲平原界面所发生的垂向迁移总量计算的。重要的是要确定所观察到的上超是真正的海岸上超还是深海上超。在可能的地方，这项工作是通过对钻井资料进行相解释完成的（Van Wagoner，1985）。此后，便是根据代表前一个高水位陆架面的基准面来度量第一次海岸上超的沉积物厚度（图20-14）。其中使确定陆架基准面复杂化的因素有沉积后的压实效应和陆架边缘地区侵蚀变化。由于这些复杂因素，我们对取自好几个地点的测值进行了平均。测出的陆架基准面到第一个海岸上超处的距离必须进行沉积物负载效应和压实作用的校正。接着，把算出的短周期海平面下降幅度，从长周期高水位海平面曲线算得的相应高水位值中减去，得到低水位的海平面值。

通过对大洋中部扩张速率和相应大洋中脊体积的估计，许多人（Kominz做了总结，1984）都对长周期海平面变化做了研究。Hardenbol等人（1981）和Greenlee等人（1988）曾用一种热冷却模型作为均衡校正沉降曲线，来推导长周期海平面曲线。所有这些研究都指示，在新生代时期有一长周期海平面下降。

Moore等人（1987）介绍了另一种计算长周期海平面变化的方法，我们这里采用了这种方法。这种方法类似于Hardenbol等人（1981）所使用的方法。其中我们把计算所得的

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

经脱压实和均衡校正后的沉积物厚度加以古水深，然后再进行构造沉降校正。这种关系（Hardenbol 等人，1981）概括为如下等式:

$$1.446SL = SEDLOAD + UNCOMP + SUB + PWD - Z \qquad (20-1)$$

式中 SL——"h"层面的海平面估计值，1.446是任一海平面变化的均衡负载效应校正因子;

SEDLOAD——某一层面（h）同上覆沉积物均衡负载而引起的沉降总量;

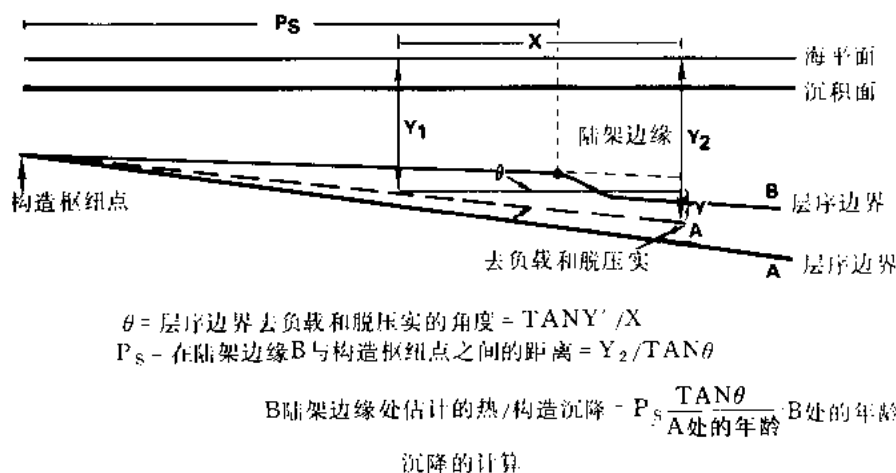
UNCOMP——"h"层面下伏地层由于压实效应而造成的厚度减薄量;

SUB——因构造和热效应而引起的沉降总量;

PWD——该层面沉积时的古水深;

Z——该层面在当前海平面下所处的深度。

与 Hardenbol 等人（1981）不同的是，我们使用了图 20-15 所示的方法计算 SUB 或构造沉降。沿一条被动大陆边缘剖面，热构造沉降从某枢纽点处的零值，在向海的方向上，逐渐增大的比较高的数值（Pitman 和 Golovchenko，1983; Posamentier 等人，本卷）。在没有局部构造扰动，如盐的活动情况下，这种沉降速率的变化应当很平滑，并且可以根据地下岩层向海一方发散的特征加以识别。通过沿该剖面上几个点的脱压实和均衡校正之后的沉降量的计算，我们用简单的三角学知识（图 20-15）去确定位于被解释为代表一个平坦面的层面上的平均掀斜速率和视枢纽点的位置。因为该平均掀斜速率不受海平面变化的影响，所以它代表了一种对热构造沉降速率的较佳估值。



θ = 层序边界去负载和脱压实的角度 = TANY′/X

P_S - 在陆架边缘B与构造枢纽点之间的距离 = Y_2/TANθ

B陆架边缘处估计的热/构造沉降 = $P_S \dfrac{TAN\theta}{A处的年龄}$ B处的年龄

沉降的计算

图 20-15 计算掀斜速率和大陆边缘视枢纽点的方法

在阿拉巴马滨海区，21Ma 处的层序边界可能是中中新世沉降速率增大之前年代最新的层序边界，它在沉降过程中基本上保持平坦状。如今，与该边界对应的反射显示出局部起伏很低，向下倾方向呈发射状，与上覆反射相背离（图 20-6、图 20-7）。在每一条倾向测线上，我们都选了三处位置（图 20-6、图 20-7），以对 21Ma 处的界面进行地史分析。选这些位置是为了分开相对较慢的（上倾）沉降区与相对较快的沉降（下倾）区。在这些位置处，21Ma 处层面上覆地层的沉积物负载和其下伏地层压实效应已被消除（假定艾利均衡）。该边界面上仍保留一定倾斜，说明沉积速度朝盆地方向增加（已校正过沉积负载和压实）。掀斜速率变化范围在每百万年 0.10 到 0.06 度之间。

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

我们假定在过去的 21Ma 期间，该区平均掀斜速率和视枢纽点位置一直保持不变。掀斜沉降速率、每个高水位的年龄以及每个沉积滨线坡折相对于枢纽点的位置（图 20–15）等，都可用来计算沉降物负载和压实效应过量情况下的沉降总量（即视构造热沉降）。由于假定为艾利均衡，我们可能过大地估计了式（20–1）中的沉降物负载作用的效应；不过，这种误差大概至少会被也是在艾利均衡条件下我们对无载掀斜速率所做的过低估计抵消掉一部分。在过去的 21Ma 以来，掀斜速率可能没有保持不变；不过，我们用 2.4Ma 处的层面对这次计算进行了核对，以计算三个剖面之一的平均沉降速率。结果落在用 21Ma 处界面估计的构造热沉降量的 10%范围内。

每一个计算都是从沉积滨线坡折处的测值导出的，因为在地震反射资料中，滨线坡折点是最易识别的。沉积滨线坡折处古水深的估计对海平面计算影响很大。虽然现代陆架坡折位于水深小于 20m 到大过 200m 的深度处（Vanney 和 Stanley，1983），但是这些陆架边缘中，有许多是淹没的残留地貌，远离沉积物活跃沉积区。比如，在早第三纪有很长一段时间内，这两个研究区都存在两个自然地理突变区——一个是沉没于数百到数千米水深之下的残余线状陆架边缘，一个是限定活跃三角洲前积作用的活动朵状沉积滨线坡折。根据沉积中心中心部位内井的相分析，沉积滨线坡折处的水深在几米到几十米的数量级上。据 Poag (1980，1985a) 在 COST B—2 井处取样表明，中中新世末沉积楔的顶积层是浅海内带和中带环境中沉积的（不超过 20m）。因此，我们力图使我们的测量尽可能地靠近沉积中心主轴。为了说明沉积滨线坡折对古水深估计的影响，我们用零和 100m 作为古水深值的估计值，制做出了我们自己的海平面高水位曲线（图 20–16，表 20–1）。

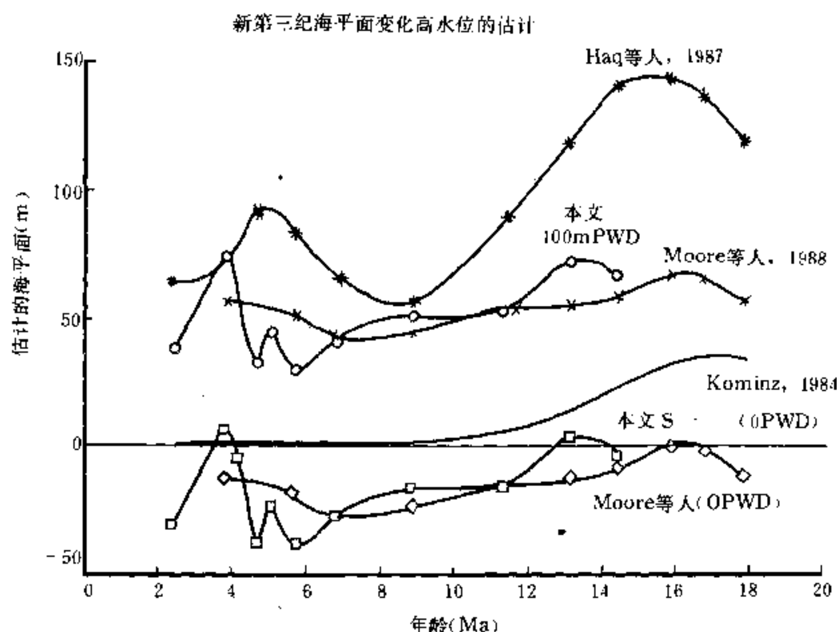


图 20–16 根据新泽西滨海区（Moore 等人，1987）和阿拉巴马滨海区（本文）扩张速率的变化(Kominz，1984) 以及 Haq 等人（本卷）的曲线计算出的海平面高水位"包络线"

PWD 是指计算海平面变化值时使用的古水深值

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

表 20-1　利用 100 和 0m 的古水深（PWD）估计值算得的相对现代高水位和低水位的海平面估算值，阿拉巴马和新泽西州海上区

年　龄 百万年	Moore 等 (1987) 100m PWD[2]	Moore 等 (1987) 0m PWD	本文 100m PWD	本文 0m PWD	Haq 等 (1987)	Kominz (1984)	Lincoln 和 Schlanger (1987)
2.36			−4	−73			
2.43[1]			38	−31	62	2.1	
3.6	−9	−88	−1	−70	−29		
3.85[1]	57	−12	75	6	71		
4.03			−4	73	67		
4.2[1]			64	−5			
4.45			−35	−107			
4.7[1]			31	−38	92		
4.9			−38	−107			
5.1[1]			45	−24			
5.4	−20	−89	−62	−131	21		−75 至 −125
5.7[1]	51	−18	30	−39	83		
6.1	−18	−87	−13	−82	42		
6.8[1]	43	−26	41	−28	67		
7.7	19	−50	39	−30	17		
8.9[1]	45	−24	51	−17	56		
10.1	−32	−101	−64	−132	−28		
11.3[1]	53	−16	52	−16	88	6	
12.1	−9	−78	2	−67	78		
13.1[1]	56	−13	72	3	117		
13.6	−4	−73	−34	−103	103		
14.4[1]	60	−9	66	−3	141		
15.2	14	−55			52		
15.8[1]	68	−1			142	32	
16.1	−10	−79			40		
16.7[1]	67	−2			136		
17.4	?	?			112		
17.8[1]	57	−12			119	35	

①指高水位值；

②PWD 为计算中用的古水深。这些最大估算值与 Moore 等人（1987）的表 2 中提出的估算值间的差值起因于假定最大高水位时期的可容纳空间没有被晚期高水位沉积物充填；

③相对于现代海平面的深度以米计。

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

七、海平面计算的结果

1.海平面高水位

图 20–16 概括了阿拉巴马滨海研究区和新泽西滨海（Moore 等人，1987）算出的全球海平面高水位值，计算中，在沉积滨线坡折处，用了一个 100m 的古水深估计值（作为最大估计值）和一个零米估计值。两个研究区的计算表现出相似的结果，海平面都在 20m 之内。图中还绘有一条根据洋中脊体积扩张推算出的海平面曲线（Kominz，1984）和一条 Haq 等人（1987）提出的海平面估计值曲线。Kominz（1984）和 Haq 等人（1987）的估计在中中新世海平面的下降上表现出类似的趋势，它记录在我们的地层资料中。我们的资料还显示出一个早上新世的海平面上升。我们算出的海平面高水位最高线和最低限❶围限了一个 69m(100÷1.446)的区间，该区间包容了 Kominz 的估计曲线。为了要同 Haq 等人（1987）的中中新世估计曲线相匹配，我们还须在我们的计算中加上 202m 的古水深值。

相对于其他人的洋脊体积估计值（Pitman，1978）、地史学研究估计值以及通过对 Midway 环礁进行测量所做出的估计值（Moore 等人，1987；Lincoln 和 Schlanger，1987），我们计算出的海平面是低的。我们对这些偏低估计值提出三种可能的解释。第一，这些低的海平面估计值是正确的，过去的研究有错误，这些错误是由于在早期的洋脊体积计算中使用了不正确的时间表度（Kominz，1984，P121）、在太平洋环礁处不正确的沉降量计算（Moore 等人，1987）或者是使用了不正确的古水深估计值和理论上的热构造沉降假设（Hardenbol 等人，1981；Greenlee 等人，1980）；第二，在沉积滨线坡折处的古水深大于这项研究中使用的值，我们的计算需要针对这些低值进行校正；最后一种解释，可能在海平面下降过程中发生了重大的陆架边缘的前积作用和同时发生的逆倾向侵蚀。这个最高海平面水位的（地层）记录，大概在三级海平面下降过程的早期被侵蚀掉了（图 20–17）。这第三种可能性的影响是很难估计的。没有详细的相分析，就不可能确定上覆层序边界之下的视顶超（参见图 20–3、图 20–4、图 20–6、图 20–7 和图 20–8）是代表 Mitchum 等人（1977）所描述的和 Posamentier 与 Vail（本卷）在高水位体系域晚期中表示的真正的沉积顶超，还是代表被侵蚀削截的 S 型或斜交型斜坡沉积（图 20–17）。在这两个研究区内，海平面下降的幅度看来是一致的，因为根据这两个地区计算出的曲线在整个新第三纪晚期，都在大约 20m 的幅度内。



图 20–17　海平面缓慢下降对地层几何形态影响的示意图（据 Vail 等人，1977a）

注意在陆架边缘测得的最终海平面，并不代表该海平面变化周期中最高水位的海平面水位

2.海平面低水位的计算

图 20–18 中给出了一条完整的海平面变化曲线，其中的海平面下降幅度是相对于下降前的高水位而言的，对应的数值记录于表 20–1 内。海平面下降所表现出的幅度为 0 到 116m，该幅度接近该时期可能发生的冰川作用引起的海平面变化幅度。同 Haq 等人（1987）的曲线相比，我们的曲线在中新世早期海平面下降的幅度稍小点，在中新

❶即100PWD曲线与0PWD曲线。——译注

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

世中期则较大些，在中新世晚期则与之相当或稍大些（在阿拉巴马滨海区 8.2Ma 处的下降例外，此处的海平面下降幅度较小）。再说一遍，我们所分析的这两个地区表现得非常接近。

八、结　　论

本文陈述了那些远离活跃的硅质碎屑沉积中心地区和位于沉积中心内地区的二级和三级沉积层序的特征。全球海平面变化周期图上的二级周期（Haq 等人，1987）常常是远处非补偿环境中唯一可被识别的周期。这些在全球海平面周期图上注以“大型”的超层序边界，是在滨海区根据局部削蚀和深海相上超加以识别的。二级周期是一个通过影响二级沉积层序的叠加方式来对沉积中心区内地层分布模式进行影响的控制性因素。在这两个研究区，从上渐新统到中中新统最上部地层的三级沉积层序构成了一个二级超层序。

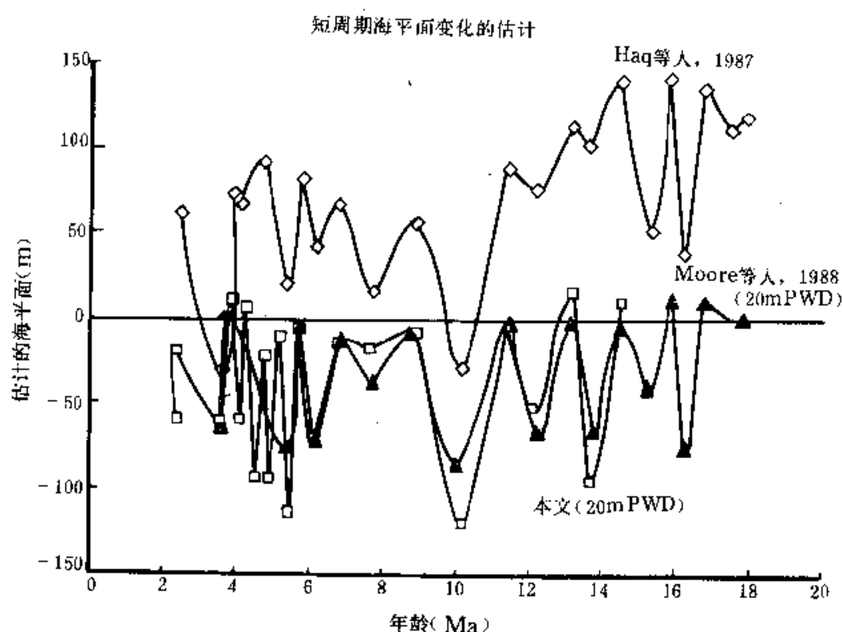


图 20-18　根据新泽西滨外区（Moore 等人，1987）、阿拉巴马滨外区以及 Haq 等人（本卷）的全球曲线计算出的海平面曲线
PWD 是指在计算海平面变化值时所使用的古水深值

在沉积中心区内，根据海岸上超向盆地方向的迁移，出露陆架地区的水道化侵蚀以及陆坡和盆地内平坦的面状侵蚀界面等，可对三级沉积层序进行识别。对三级沉积周期进行识别、同海平面变化图中所示的三级周期进行对比、地震相分析以及层序地层学分析等，可以对钻遇地层的年代和岩性特征的钻前地下预测提供一个强有力的工具。

根据这两个地震测网做出的海岸上超图与 Haq 等人（1987）的全球海岸上超图基本趋于一致。不过，我们的研究结果表明，他们的海平面变化曲线在新第三纪的海面太高，比中新世中期的可能高出了 100 多米。在绝大多数情况下，我们对海平面下降的估计近于 Haq 等人（1987）的曲线上所反映的情况。

（洪卫东译）

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

参 考 文 献

BYBELL, L. M., POORE, R. G., AND AGER, T. A., 1986, Paleogene biostratigraphy of New Jersey core, ACGS #4 (abst.): Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Annual Midyear Meeting, Raleigh, North Carolina, p. 17.

CORSO, W., BUFFLER, R. T., AND AUSTIN, J. A., 1987, Controls on early Cretaceous carbonate platform margin development: Northeastern Gulf of Mexico (abst.): American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v. 71, p. 543.

FLUKER, J. C., III, 1983, Main Pass and Viosca Knoll, stratigraphic and structural study, *in* Bally, A. W., ed., Seismic Expression of Structural Styles—A Picture and Work Atlas: American Association of Petroleum Geologists Studies in Geology No. 15, v. 1, p. 15–21.

GREENLEE, S. M., SCHROEDER, F. W., AND VAIL, P. R., 1988, Seismic stratigraphic and geohistory analysis of Tertiary strata from the continental shelf off New Jersey—Calculation of eustatic fluctuations, *in* Sheridan R. E., and Grow, J. A., eds., The Atlantic Margin, U.S.: Geological Society of America, The Geology of North America, v. I-2, p. 437–444.

GROW, J. A., 1980, Deep structure and evolution of the Baltimore Canyon Trough in the vicinity of the COST No. B-3 well, *in* Scholle, P. A., ed., Geological Studies of the COST No. B-3 Well, United States and Mid-Atlantic Continental Slope Area: U.S. Geological Survey Circular 833, p. 117–132.

HAQ, B. U., HARDENBOL, J., AND VAIL, P. R., 1987, Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic: Science, v. 235, p. 1136–1167.

HARDENBOL, J., VAIL, P. R., AND FERRER, J., 1981, Interpreting paleoenvironments, subsidence history and sea-level changes on passive margins from seismic biostratigraphy: 26th International Geological Congress, Geology of Continental Margins: Oceanologica Acta, Supplement, v. 4, p. 33–44.

KOMINZ, M. A., 1984, Oceanic ridge volumes and sea-level change—An error analysis, *in* Schlee, J. B., ed., Interregional Unconformities and Hydrocarbon Accumulation: American Association of Petroleum Geologists Memoir 36, p. 109–127.

LINCOLN, J. M., AND SCHLANGER, S. O., 1987, Miocene sea level falls related to the geologic history of Midway Atoll: Geology, v. 15, p. 454–457.

MANCINI, E. A., 1981, Lithostratigraphy and biostratigraphy of Paleocene subsurface strata in southwest Alabama: Gulf Coast Association of Geological Societies, Transactions, v. 31, p. 359–367.

MILLER, K. G., MELILLO, A. J., MOUNTAIN, G. S., AND FARRE, J. A., 1987, Middle to Late Miocene canyon cutting on the New Jersey continental slope: Biostratigraphic and seismic stratigraphic evidence: Geology, v. 15, p. 509–512.

MITCHUM, R. M., JR., VAIL, P. R., AND SANGREE, J. B., 1977, Seismic stratigraphy and global changes of sea level, part 6: Stratigraphic interpretation of seismic reflection patterns in depositional sequences, *in* Payton, C. E., ed., Seismic Stratigraphy—Applications to Hydrocarbon Exploration: American Association of Petroleum Geologists Memoir 26, p. 117–133.

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

MOORE, T. C., LOUTIT, T. S., AND GREENLEE, S. M., 1987, Estimating short-term changes in sea level: Paleoceanography, v. 2, p. 625–637.
MURRAY, G. E., 1961, Geology of the Atlantic and Gulf Coast Province of North America: Harper and Brothers, New York, 692 p.
PITMAN, W. C., III, 1978, Relationship between eustacy and stratigraphic sequences of continental margins: Geological Society of America Bulletin, v. 89, p. 1389–1403.
——, AND GOLOVCHENKO, X., 1983, The effect of sea level change on the shelf edge and slope of passive margins, *in* Stanley, D. J., and Moore, G. T., eds., The Shelfbreak: Critical Interface on Continental Margins: Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication 33, p. 41–58.
POAG, C. W., 1980, Foraminiferal stratigraphy, paleoenvironments, and depositional cycles in the outer Baltimore Canyon trough, *in* Scholle, P. A., ed., Geological Studies of the COST No. B-3 Well, United States Mid-Atlantic Continental Slope Area: U.S. Geological Survey Circular 833, p. 44–65.
——, 1985a, Depositional history and stratigraphic reference section for central Baltimore Canyon trough, *in* Poag, C. W., ed., Geologic Evolution of the United States Atlantic Margin: Van Nostrand Reinhold, New York, p. 217–264.
——, 1985b, Cenozoic and Upper Cretaceous sedimentary facies and depositional systems of the New Jersey slope and rise, *in* Poag, C. W., ed., Geologic Evolution of the United States Atlantic Margin: Van Nostrand Reinhold, New York, p. 217–264.
——, AND SCHLEE, J. S., 1984, Depositional sequences and stratigraphic gaps on submerged United States Atlantic margin, *in* Schlee, J. S., ed., Inter-Regional Unconformities and Hydrocarbon Accumulation: American Association of Petroleum Geologists Memoir 36, p. 165–182.
——, AND WARD, L. W., 1987, Cenozoic unconformities and depositional super sequences of North Atlantic continental margins: Testing the Vail model: Geology, v. 15, p. 159–162.
RAYMOND, D. E., 1985, Depositional Sequences in the Pennsacola Clay (Miocene) of Southwest Alabama: Geological Survey of Alabama Bulletin 114, 87 p.
SCHLEE, J. S., DILLON, W. P., AND GROW, J. A., 1979, Structure of the continental slope off the eastern United States, *in* Doyle, L. J., and Pilkey, O. H., eds., Geology of Continental Slopes: Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication 27, p. 95–117.
VAIL, P. R., MITCHUM, R. M., JR., AND THOMPSON, S., III, 1977a, Seismic stratigraphic and global changes of sea level, part 4: Global cycles of relative changes of sea level, *in* Payton, C. E., ed., Seismic Stratigraphy—Applications to Hydrocarbon Exploration: American Association of Petroleum Geologists Memoir 26, p. 83–97.
——, ——, AND ——, 1977b, Seismic stratigraphy and global changes of sea level, part 3: Relative changes of sea level from coastal onlap, *in* Payton, C. E., ed., Seismic Stratigraphy—Applications to Hydrocarbon Exploration: American Association of Petroleum Geologists Memoir 26, p. 63–81.

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

Van Hinte, J. E., 1978, Geohistory analysis—Application of micro-paleontology in exploration geology: American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v. 62, p. 201–222.

Vanney, J. R., and Stanley, D. J., 1983, Shelfbreak physiography: An overview. *In* Stanley, D. J., and Moore, G. T., eds., The Shelfbreak Critical Interface on Continental Margins: Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication 33, p. 1–24.

Van Wagoner, J. C., 1985, Reservoir facies distribution controlled by sea level change: Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Annual Midyear Meeting, Abstracts with Programs, p. 91–92.

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

第四部分　海平面变化概念的应用

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

第二十一篇　阿伯特 Cardium 组底部突变的滨面层序和“滨外沙坝”：它们与海平面相对变化的关系

A.G.Plint

摘要　在稳定的海平面条件下，以波浪作用为主的碎屑滨面的前积作用将产生向上变粗的层序，反映了砂质搬运的频率和体积随着时间而增加。阿伯特 Cardium 组（土仑阶）的岩芯和测井资料揭示了两种陆架—滨面层序类型：（1）稳定向上变粗、底部渐变的层序，由薄层状波纹砂岩和泥岩变为丘状交错层理（HCS❶）砂岩和泥岩再变为洼状交错层理（SCS）砂岩，上覆根土层；（2）底部突变的层序，包括近底部的 SCS 砂岩，可以含大量灰泥岩内碎屑，向上突变为薄层状砂岩和泥岩。HCS 段很薄或缺失。测井剖面表明，随着与上部和下部标志层相关的 SCS 砂岩顶和底的降低，渐变为主的层序转化为突变为主的层序。同时，SCS 砂岩可以减薄至 15～18m，最薄 6m。突变底面内碎屑的出现以及 SCS 单元的相对低下，表明为相对海平面迅速下降期的沉积；在此期间，前积在侵蚀面上的滨面，受晴天波浪冲刷而切入内陆架。

Cardium 滨面砂岩向海数十公里，呈现一系列平行于海岸的砾泥质砂岩透镜体（“滨外沙坝”）。透镜体位于区域侵蚀面上，由该侵蚀面向陆可追索到稍老一些的滨面沉积。我们把这里的砾岩解释为低水面滨面沉积，它们赋存于在相对海平面下降期受波浪冲刷而切入内陆架的侵蚀面上。由 Cardium 组可以证实的地层和岩性关系表明，在西部内陆水道其它部位大量底部突变的“滨外沙坝砂岩”也可以令人满意地解释为低水位滨面沉积。

一、引　言

人们广泛认识到，以波浪作用为主的碎屑滨面前积于相对泥质的陆架上，将产生砂岩层渐次加厚向上变粗的沉积层序。这类向上变粗的层序在露头上和测井曲线上都易于识别，它记录了横越滨面和内陆架由风暴驱动流引起的砂质搬运的频率和体积随着时间的增加而增加。

阿伯特 Cardium 组（土仑阶）提供了一个前积的风暴作用为主的滨面和浅水陆架沉积的典型实例，它们组成向上变粗的层序既可以在露头上研究，也可以在大量岩芯和测井曲线上研究。在这项研究中，我们利用 180 口井的岩芯和约 1000 口井的测井曲线绘制了大约 44，000km^2 研究区的地层图（图 21−1）。

在大多数地区，Cardium 组的陆架～滨线层序显示出逐渐向上变粗的序列，由泥质砂岩变为丘状交错层理（HCS）砂岩，再变为无泥质的洼状交错层理（SCS）砂岩，上覆根土层。然而，少数有意义的层序与这种规范截然不同，在这种层序中无泥质的滨面 SCS 砂岩突变地展现在薄层的相对泥质的滨外沉积之上。HCS 段很薄或缺失。

相似的底部突变的滨面层序偶尔在文献中提及（Roep 等，1979；Cant，1984；McCrory 和 Walker，1986；Rosenthal 和 Walker，1987），但是很少有人发表过有关这些

---

❶HCS为丘状交错层理的英文缩写。同理，SCS表示洼状交错层理，FWWB表示晴天浪底……。本文均按英文缩写符号译出。——译者

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

层序的成因及与相邻的"正常的"底部渐变滨面层序的关系的文章。

Cardium 滨面前积边缘向海数十公里为同时代的陆架沉积，含有几个砾泥质砂岩体，它们在平行于海岸方向上呈长条状，而在垂直于海岸方向上呈透镜状。这些沉积体约数十公里长，几公里宽，达 11m 厚。传统上把它们解释为"滨外沙坝"。

这次研究证明每一个"沙坝"下伏一个区域范围的侵蚀面。有时候每个"沙坝"之下的侵蚀面，向陆可以与底部突变的滨面之下的侵蚀面对比，从而说明底部突变的滨面和"滨外沙坝"的成因都与海平面相对下降有关。

Cardium 组的证据有力地说明了这些"碎屑滨外沙坝"事实上是在相对海平面低水位期，建造在切入陆架的波浪——冲刷侵蚀面上的滨面沉积。这些结论促使我们对西部内陆水道区其它一些"滨外沙坝"进行必要的重新评价。

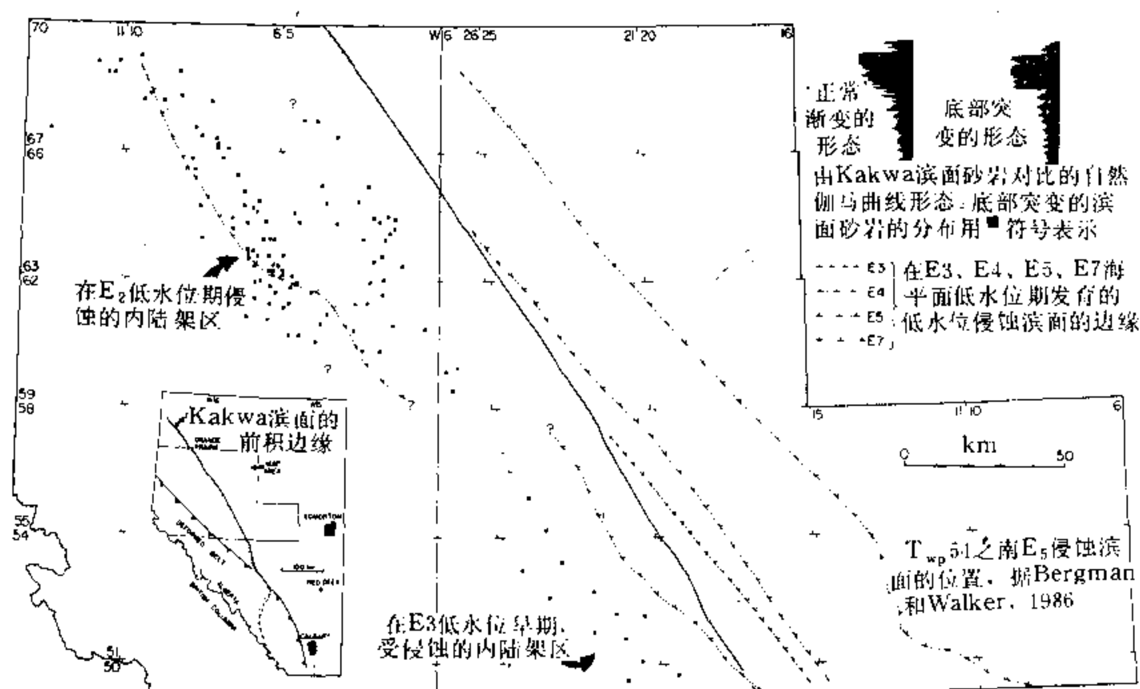


图 21-1 表示 Cardium 滨面砂岩的（Kakwa 段）最大前积边缘的位置图和在 E_3、E_4、E_5 和 E_7 低水位期侵蚀的低水位滨面斜面下切的简化分布图。见详细讨论的正文

二、地 层

Plint 等（1986）针对阿伯特中——西部地下的 Cardium 组以清楚的不整合为界的层段，提出了一个综合性的与众不同的地层术语，他们总结的地层图解复制于此（图 21-2）。在该盆地的西部，Kakwa 段的滨面砂岩和 Musreau 段的泻湖与河流沉积物向东北方前积于同期 Nosehill 段、Bichedike 段和 Hornbeck 段的陆架泥岩上（图 21-2）。这些段的沉积学特征已经在其它地方描述过了（Plint 等，1986；Plint 和 Walker，1987a）。

滨面砂岩的横向前积及同期相邻陆架泥岩的垂向加积，周期性地被产生由滨线延伸

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

130km 以上横穿陆架的侵蚀面的海平面相对下降打断。Plint 等（1986）认为滨面（Kakwa 段）的横向前积被海平面的相对下降及后来的上升至少中断三次，导致了 E_2／T_2、E_3／T_3 和 E_4／T_4 侵蚀／海侵面的形成（图 21–2）。低水位侵蚀面往往被几厘米至几分米厚的燧石卵石层或细砾层覆盖。但局部这些燧石层厚达 18m（Plint 等，1986；Bergman 和 Walker，1986，1987）。

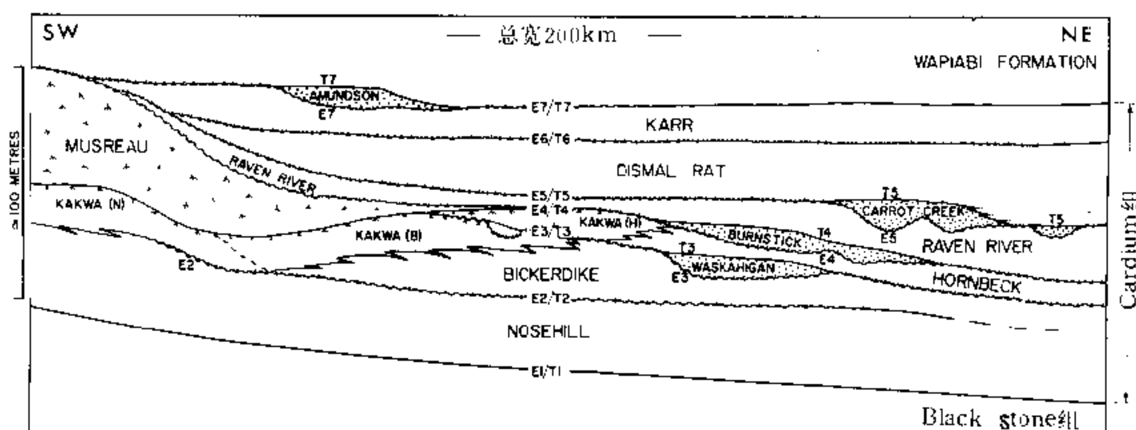


图 21–2 穿过西阿伯特 Cardium 组图示的西—东地层横剖面，表示出地层学术语和标以 E_1 至 E_7 的主要层序边界侵蚀面（据 Plint 等，1986）

砾岩上覆下一次海侵期沉积的泥岩。因此，砾岩薄的地方，每一个层面可作为低水位和海进侵蚀两者的产物。然而，在砾岩相当厚的地方，它们以侵蚀（E）面为下界而以海侵（T）面为上界。

三、滨 面 层 序

我们已识别出两种滨面层序类型——底部渐变型和底部突变型。图 21–3 给出了对比的示意性垂直层序。

1.底部渐变的滨面层序

本文将底部渐变的滨面层序按四种主要的相组合（图 21–3（a））来考虑。相组合 A 位于层序最下部，由厘米级的粉砂岩或极细的砂岩与泥岩互层组成（Walker 的相 3、4 和 5，1983）。砂岩底部毫无例外地受到侵蚀，并通常呈对称波纹形态。交错纹层是单向的或双向的，一般为不整一形态。相组合 A 中，普遍的生物扰动破坏了大多数原生沉积构造。

相组合 B 渐变覆盖在相组合 A 上，厚度由 5m 至 15m。它由几毫米至几分米厚、细粒—极细粒的砂岩层组成，间互几厘米厚的泥岩。小于 5cm 厚的砂岩含有发育良好的对称波纹型和角度不整合型交错纹层（相 15，Plint 和 Walker，1987a）。厚一些的砂岩显示纤细的、倾角小于 15°的低角度纹层。这种构造相当于丘状交错层理（HCS；Walker 的相 7，1983）。向上，HCS 砂岩层变厚，并合并为 4m 厚的组合。HCS 层被薄泥岩层分开。

相组合 C 由细—中粒、无泥质砂岩组成，并形成 6～23m（平均 15m）厚的组合。组合 C 的底部位于泥岩夹层消失的顶点。本组合下部由具有纤细的、低角度（<15°）纹层的细

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

粒砂岩组成，我们把这种纹层解释为洼状交错层理（SCS；Plint 和 Walker 的相 16，1987a）。SCS（砂岩）通常突然被交错层状和平行纹层状中粒及细粒砂岩覆盖，把这些砂岩解释为破浪坝、裂流水道和海滩沉积（Plint 和 Walker 的相 17，1987a）。纹层状海滩砂岩顶部普遍含碳质植物根和分散有机质。

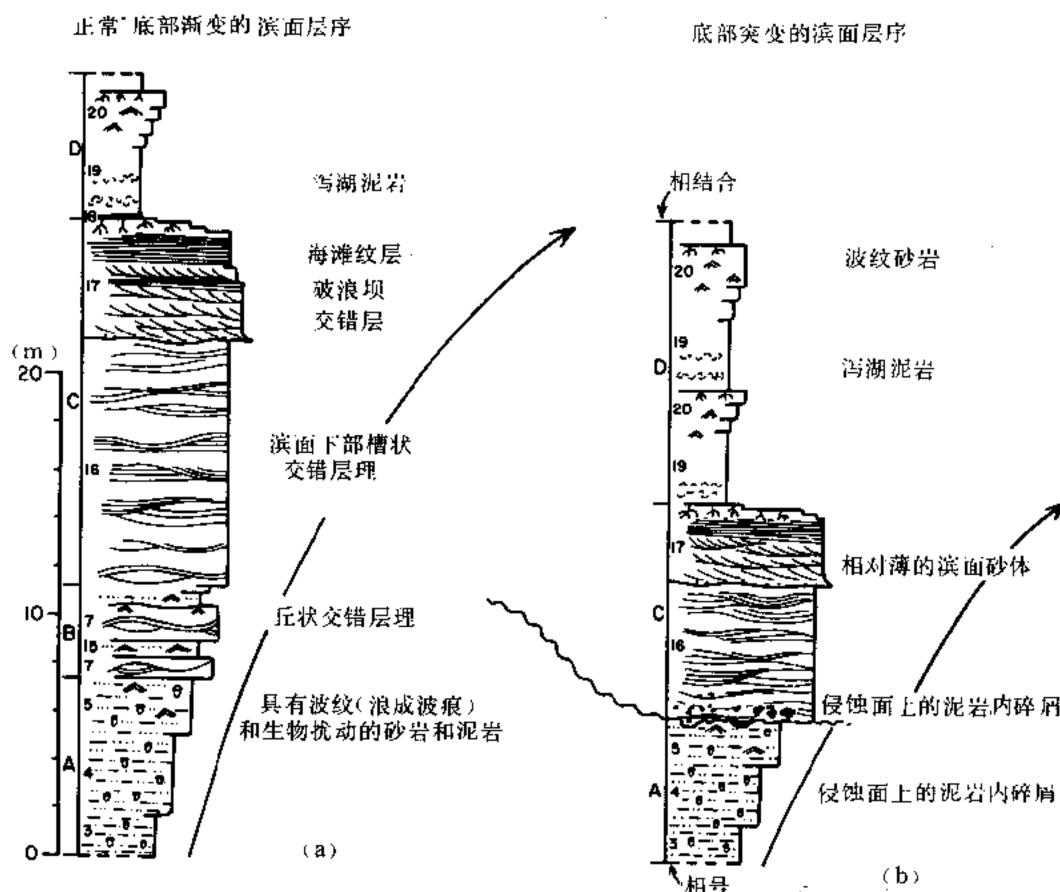


图 21–3 见于底部渐变（a）和底部突变（b）的滨面层序对比相序的图示岩性录井图。相号码据 Plint 及 Walker（1987a）

相组合 C 的海滩和后滨沉积，向上几分米渐变为非海相的相组合 D 的沉积。相组合 D 由各种黑色碳质泥岩、纹层状粉砂质泥岩、交错层理砂岩、被根植的无（沉积）构造粉砂岩和煤组成（Plint 和 Walker 的相 18–22，1987a）。组合 D 的生物群指示为半咸水—淡水环境。相组合 D 相当于各种泻湖、湖泊、河道和洪积平原环境（图 21–3（a））。

上述四种相组合之间的渐变关系显示了进积、逐步变浅的环境。向上，随着与风暴有关的侵蚀逐步变得更为有效，好天气下的泥质沉积的保存能力减弱。为实用方便起见，把相组合 B 和 C 之间结点上泥质的消失，近似作为水深约 15m 的晴天浪基面（Plint 和 Walker，1987a）。

2.底部突变的滨面层序

底部突变的层序（图 21–3（b））与底部渐变型不同之处在于相组合 C 的无泥质砂岩

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn



图 21-4

(a) 底部突变的滨面岩芯，显示黑色泻湖泥岩，"R"处为根基，下伏以突然位于（箭头）组合 A 生物扰动的泥质砂岩上的相组合 C 的 SCS 砂岩。注意"M"处大型泥岩内碎屑层。10-11-65-7W6 井，1，635.5-1，653m；(b) 大型泥岩内碎屑详图，表示底部突变的滨面底部的大型滨面侵蚀。2-16-63-5W6 井，1，804.7m。注意泥岩层和砂岩层上的差异侵蚀

突变位于组合 A 的薄互层状砂岩和泥岩之上。这两种层序类型对比于图 21-3。由向上变厚的 HCS 砂岩层层序组成（相组合 B）的组合 A 和 C 之间的过渡层很薄或缺失。在一些岩芯中，直径可达 150mm 的泥岩碎屑层位于组合 C 滨面砂岩的底面或正好处在底面之上（图 21-4 (a)、(b)）。

1）底部突变的滨面层序的展布

底部突变的滨面层序很容易在自然伽马曲线上识别，因为组合 A 的相对泥质沉积和组合 C 的无泥质砂岩之间突变接触，在自然伽马曲线上产生极突然的偏移（典型的自然伽马曲线形态见图 21-1）。这与底部渐变的滨面层序典型的漏斗状形态截然相反。

通过利用突变——对——渐变基底作为滨面的识别标志，把自然伽马曲线分为两类。所有底部突变的滨面层序都标于图上（图 21-1）。由图 21-1 很清楚看出，底部突变的滨面层

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

序的分布并非是随机的。底部突变的滨面层序集中在近平行于 Kakwa 段滨面砂岩最大前积边缘的两个带上；后者是通过区域性地下作图确定的(图 21–1；Plint 和 Walker, 1987a)。

2）通过底部突变的滨面层序的横剖面

图 21–5 表示穿过两条底部突变带偏西方的横剖面。该剖面悬在一个区域上广泛分布的上部标准层之上，以便尽可能利用更多的取芯井。

在 7–10–62–7 井，Kakwa 段的滨面砂岩展示出一个典型的、发育良好的向上变粗的层序。岩芯对比表明 SCS 砂岩向下渐变为互层状 HCS 砂岩和生物扰动泥质砂岩。在 7–10–62–7 井和 7–18–62–6 井之间，在 Kakwa 段顶部相对于基准面下跌 5m 的同时，该段从 13m 减薄到 6m。Kakwa 段含根茎的顶部相对于基准面继续下跌，由 7–10–62–6 井至 6–8–62–5 井比 7–10–62–7 井低 14m。在 7–10–62–7 井至 6–8–62–5 井之间，Kakwa 段的底部相对于基准面也下降了大约 13m。还要注意在这两口井之间，Kakwa 段之下三个测井曲线标志层（在图 21–5 中标为 a、b 和 c，并用虚线表示）的最高一个，显然被滨面基底上的侵蚀作用侵蚀掉了。7–10–62–6 井和 6–8–62–5 井的岩芯表明，SCS 滨面砂岩以突变方式位于生物扰动的泥质砂岩之上，没有任何向上变粗的 HCS 砂岩层序的证据。

很明显由底部渐变到底部突变的滨面的转化，与 Kakwa 段顶和底都相对于基准面的下跌是同时发生的（图 21–5）。同样，Kakwa 段的厚度倾向于随着底部接触性质不同而变化。因此，底部渐变的层序一般 14～18m 厚；而底部突变的层度一般较薄，由 14m 到最薄仅 6m 厚。

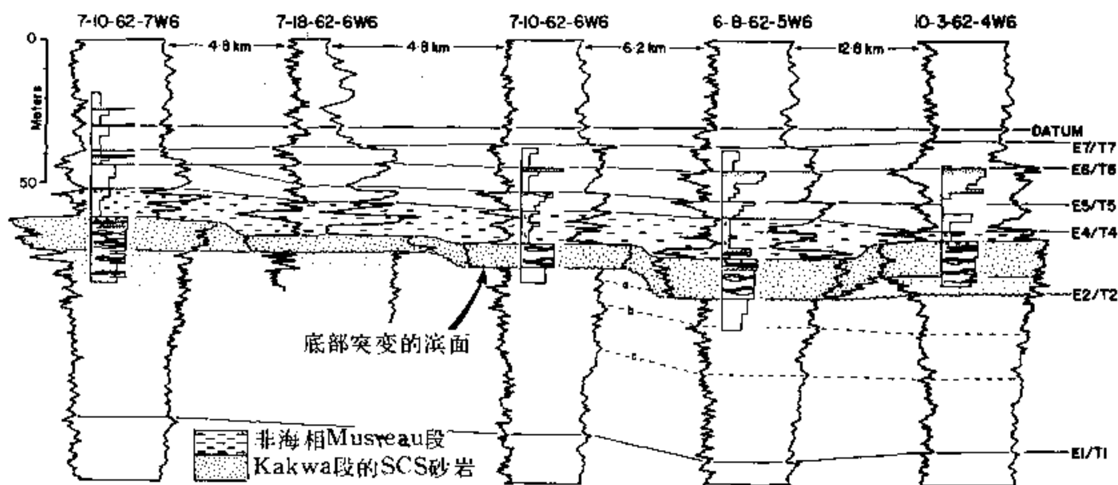


图 21–5 通过 Kakwa 段滨面砂岩的测井和岩芯横剖面

滨面在 7–10–62–7W6 和 10–3–62–4W6 井底部渐变，而在 7–10–62–6W6 和 6–8–62–5W6 井是极突变的。注意（1）在 7–10–62–7W6 和 6–8–62–5W6 井之间滨面砂岩的高度相对下跌；（2）底部由渐变到突变剖面的调合变化；（3）7–10–62–6 和 6–8–62–5 井之间测井标志层的侵蚀；（4）6–8–62–5 和 10–3–62–4 井之间滨面砂岩的相对上升与 T_2 海侵相对应。解释见图 21–7

在 6–8–62–5 和 10–3–62–4 井之间，Kakwa 段顶部抬升 7m，底部升高 9m。这种现象与非海相的 Musreau 段由 13m 至 3m 的横向急剧变薄及测井剖面底部由突变向渐变的滨面转化相伴生 （图 21–5）。

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

在 7-18-62-6 井底部突变的 Kakwa 段下面首次出现下切的 E_2/T_2 侵蚀面（图 21-2，图 21-5），可以作为标志向上变粗的滨外层序（Nosehill 段；图 21-2）顶面的不整合面，能够从井 6-8-62-5 中滨面的底面向海的方向（东北方）追索。E_2/T_2 面局部被燧石细砾及菱铁矿化的、钻孔的泥质内碎屑薄层覆盖（图 21-6）。这个面在它变得不能辨认之前，可以向东横穿陆架追索大约 120km（见 Plint 等图 21-5，1986）。

3.底部突变的滨面的解释

底部突变的滨面层序的解释必须考虑：(1) 滨面砂岩的突变底面；(2) 相对于毗邻的底部渐变的层序，滨面的顶和底两者的下掉；(3) 在底部突变滨面层序的底面处，或正好在其上方，大量泥岩内碎屑的出现；(4) 相对于底部渐变的层序，部分底部突变的滨面砂岩的明显变薄。

1）普遍关系

从图 21-5 明显看出底部由渐变到突变滨面层序的横向变化及 SCS 砂岩的减薄是与滨面砂岩顶和底高程的下落一致的。砂岩底部的突变接触，夹在当中向上变粗的 HCS 砂岩层序的缺失，以及靠近底部明显为局部成因的大量泥岩内碎屑的出现，表明 Kakwa 段相对降低归因于滨面底面上的侵蚀作用。侵蚀作用搬走了所有的或大多数的过渡性 HCS 砂岩。

在平行于区域滨线走向的两个带（图 21-1）中，底部突变的滨面层序的存在指示了内陆架的侵蚀作用和伴生的出现在宽阔前缘上的滨面前积作用。

2）陆架的侵蚀作用

在稳定的海平面及充足的沉积物供应条件下，基本上无泥岩的洼状交错层理砂岩在几乎持续不断的沉积物运动条件下作为前积滨面的一部分沉积了下来（图 21-7（a））。SCS 砂岩（相组合 C）转化为 HCS 砂岩和泥岩互层（相组合 B）的深度，解释为接近晴天浪底(FWWB）的部位，在 Cardium 段中大约位于 15m 处(Plint 和 Walker，1987a)。

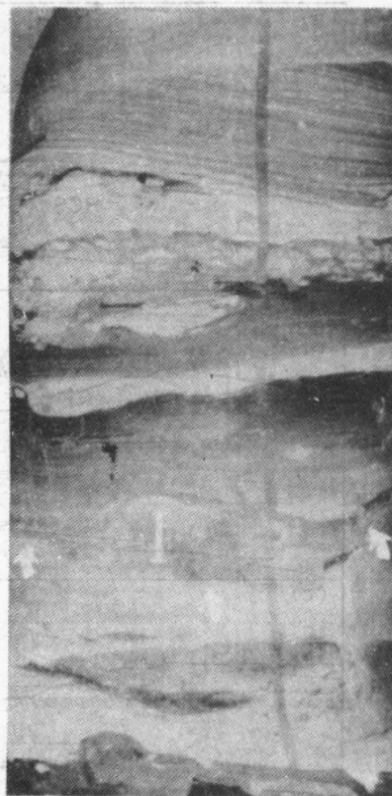


图 21-6　在 E_2 低水位期滨面向海方向形成的隐蔽的 E_2 侵蚀面（箭头）

E_2 面具有一燧石细砾薄层和一钻孔的及菱铁矿化的泥岩内碎屑（"I"），12-14-62-24W5 井，1610m；岩芯 7.5cm 宽。位置见图 21-7（c）

如果相对海平面下降的速率超过盆地下沉的速率，则 FWWB 的相应下跌使得早先沉积于 FWWB 之下的相对泥质的沉积物极易受到风暴作用和晴天波浪作用的侵蚀。内陆架波浪冲刷作用的增强会导致在过前积的滨面砂岩之上形成一个侵蚀面（图 21-7（b））。我们认为波浪冲刷作用是大量陆架物质的侵蚀和朝海方向再分布的主要营力，它使在侵蚀面上仅仅留下菱铁矿胶结的泥岩碎屑层滞留沉积。在近滨地区，这些碎屑后来加入到前积滨面砂岩的底部（图 21-4），或者在多数滨外地区，随着相对海平面上升而被泥岩覆盖（图 21-6）。

受波浪冲刷作用侵蚀的陆架的宽度取决于陆架的原始坡度、海平面相对下降的幅度、沉降速率和 FWWB 的深度。在侵蚀区向海方向的边缘之外的深水中，侵蚀面在横向上将过渡为同时代的沉积物，其中的间断可能不能辨认出来。

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

3）相对海平面上升效应

Kakwa 段相对于 6–8–62–5 井和 10–3–62–4 井之间基准面的抬升（图 21–5），以及底部由突变向渐变的层序的变化，解释为相对海平面上升约 8m 的结果。这个地区的取芯井没有任何证据表明在此上升期间滨线向陆地方向迁移，说明由于非常高的沉积速率，使滨面的加积作用与海平面的上升保持同步（图 21–7（c））。

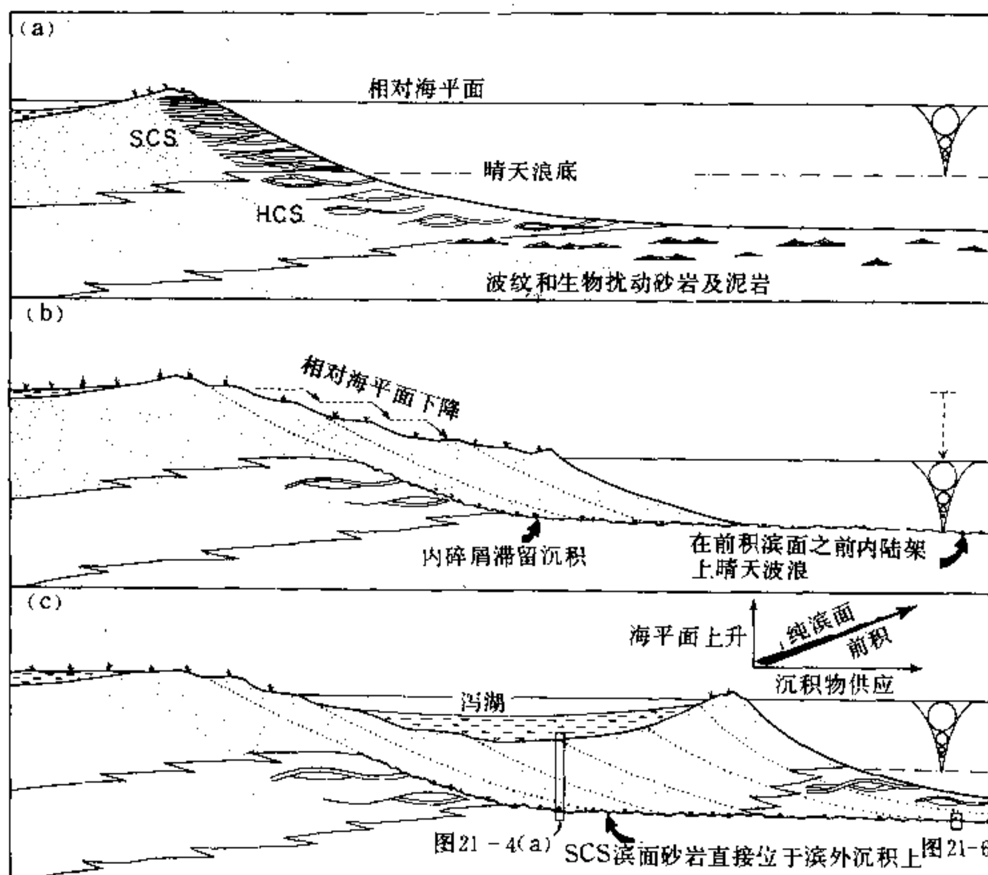


图 21–7　图示说明，以图 21–3、21–4、21–5 和 21–6 的资料为基础，表明滨面对海平面的相对下降及后来的相对上升的反应

详细讨论见正文。SCS—洼状交错层理；HCS—丘状交错层理。图（c）表示了图 21–4（a）和图 21–6 的相对位置

在 Kakwa（N）段地形上位于低部位之上的非海相 Musreau 段显著的增厚(图 21–5，图 21–7)，表明由于 T_2 海侵，在滨线后堆积了异常厚的泻湖沉积（相组合 D）（图 21–2）；这种情况完全与全新世海侵期 Phone 三角洲平原相类似（Lagaaij 和 Kopstein，1964）。

T_2 处的海平面的相对上升（图 21–2）开始了一个新的沉积层序，其中陆架上相对泥质的 Bickerdike 段的垂向加积作用与滨面上同时代 Kakwa（B）段的横向加积作用相伴生。

4）滨面前积作用的速率

如图 21–5 所示，来自 Kakwa 段的证据表明，在 7–10–62–7 井和 6–8–62–5 井之间海岸前积期间，发生了约 14m 的相对海平面下降。这个数字以假定每一个滨面层序顶部的根系土壤发育于与平均海平面相同的高度上为基础。在相对海平面下降期间，估计滨线前积作

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

用的速率（假设沉积物供给速率恒定）将增高。这仅仅是对这样的事实的反映，即一个给定体积的沉积物在浅水中将比它在深水中产生更大的前积增量。因此，假设沉降速率保持不变，则相对海平面下降将导致滨面砂体非常薄，既反映了逐渐消失的可容纳空间，也反映了前积作用的速率非常快。

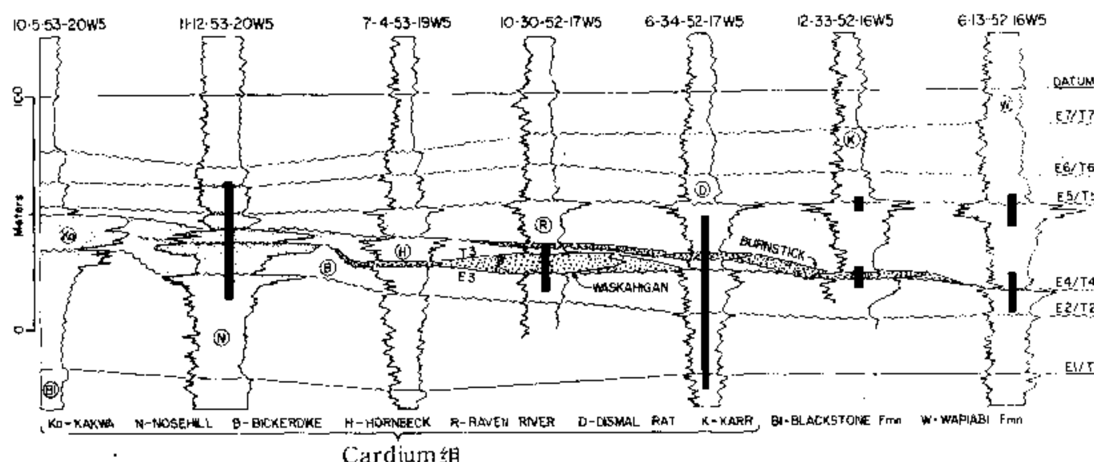


图 21-8 表示 E_3 和 E_4 侵蚀面与 Kakwa 段滨面砂岩及与 Waskahigan 段和 Burnstick 段低水位滨面沉积的关系的测井和岩芯横剖面

注意（1）在 11-12-53-20 井和 7-4-53-19 井 E_3 和 E_4 侵蚀面削切向上变浅的近滨层序的方式；(2) Waskahigan 段和 Burnstick 段向海方向退覆的关系；(3) 在 6-34-52-17 井和 12-33-52-6 井之间 E_4 面的下切，把 Hornbeck 段和 Waskahigan 段全部侵蚀掉。详细讨论见正文

四、与 E_3 和 E_4 低水位期有关的侵蚀和沉积作用

1.Waskahigan 段和 Burnstick 段的地层对比

随着 T_2 的海侵，Kakwa 段向东北方推进了 60km 以上（图 21-1，21-2）。然而，由于 E_3/T_3 和 E_4/T_4 不整合的产生引起的两次重要的相对海平面变化，中断了滨面前积作用（图 21-2）。因此，在 E_3 低水位期开始时产生了图 21-1 所示的靠东部的底部突变的滨面层序带；同样，Kakwa 滨面突变的东界（图 21-1）标志着 E_4 低水位期中断了前积作用的位置。Plint 等（1986，1987）给出了表示沉积层序和不整合的对比关系的详细剖面。

图 21-8 归纳了 Kakwa 滨面向海方向 E_3/T_3 和 E_4/T_4 侵蚀面的形态。E_3 面冲刷入 Bickerdike 段的陆架泥岩中，并被平行于滨岸的 11m 厚的砾质泥质砂岩透镜体覆盖；这就是 Waskahigan 段（图 21-8）。同样，E_4 面冲刷入 Hornbeck 段中，并被 Burnstick 段的砾岩覆盖。在这个剖面中可以看出，Burnstick 段最厚的部位位于 Waskahigan 透镜体向海一方，而 E_4 面在 6-34-52-17 和 12-33-52-16 井之间下切，使 Hornbeck 段和 Waskahigan 段完全迁移走（图 21-8）。

2.Waskahigan 段和 Burnstick 段的相

Waskahigan 段和 Burnstick 段都显示向上变粗的层序，与下伏 Bickerdike 段和 Hornbek 段中见到的截然不同（图 21-2，图 21-8）。Waskahigan 段和 Burnstick 段下部由几毫米至几厘米厚的强烈生物扰动的互层状中——粗粒中砾状砂岩和暗色泥岩组成，它们截

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

然地覆于下伏陆架层序的生物扰动泥岩和极细粒砂岩之上（图 21−9（a））。在生物扰动没有完全将沉积物匀化的地方，砂岩呈现侵蚀基底和波纹纹层的痕迹（图 21−9（b））。向上，粗粒物质比例增加，岩层通常几厘米至几分米厚（图 21−9（c）、21−10（c））。较厚的砂岩层可显示原始休止角的交错层理，并常常含有菱铁矿化的泥岩碎屑。偶见硬皮泥球（图 21−9（e））并见有沟模(?)（图 21−9（f））。该层序最顶部 1 至 2m，由块状至模糊成层的分选相对差的中砾状砂岩组成（图 21−9（d），图 21−10（c））。

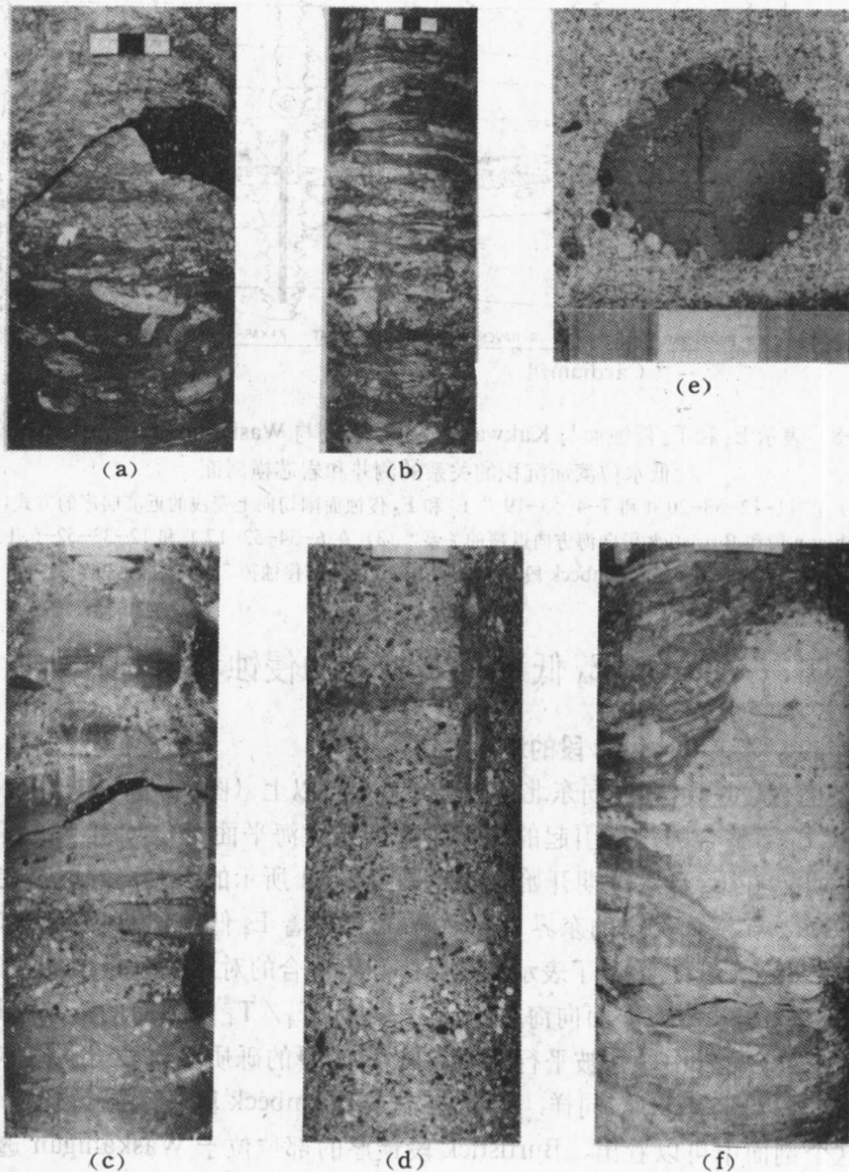


图 21−9　表示 Waskahigan 段和 Burnstick 段典型沉积特征的代表性照片（比例条 3cm）

(a) Burnstick 段的突变基底（箭头所指）。注意在接触面之下充填于潜穴的粗粒砂。11−30−56−19W5 井，2100m。(b) Waskahigan 段和 Burnstick 段下部典型的薄层、强烈生物扰动的泥岩、极细砂岩与粗粒砂岩的交互层。11−30−56−15W5 井，2199m。(c) 这些段中部典型的互层状和生物扰动的泥岩与无构造至交错层状颗粒砂岩。注意岩芯顶部很大的泥岩屑及紧邻其下侧向充填的根珊瑚迹 *Rhizocorallium* 潜穴。12−19−55−18W5 井，Waskahigan 段，1952.3m。(d) 这些段上部典型的无构造、分选差的中砾状砂岩。12−19−55−18W5 井，1951.8m。(e) Burnstick 段近顶部中粒砂岩中的硬皮泥球。14−7−60−22W5 井，1821.5m。(f) Burnstick 段的沟模(?)。1−1−57−20W5 井，2173m

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

Waskahigan 段和 Burnstick 段的顶部以递变的通常向上几分米，变为后续海侵期沉积的暗色泥岩为标志（图 21−10（c））。

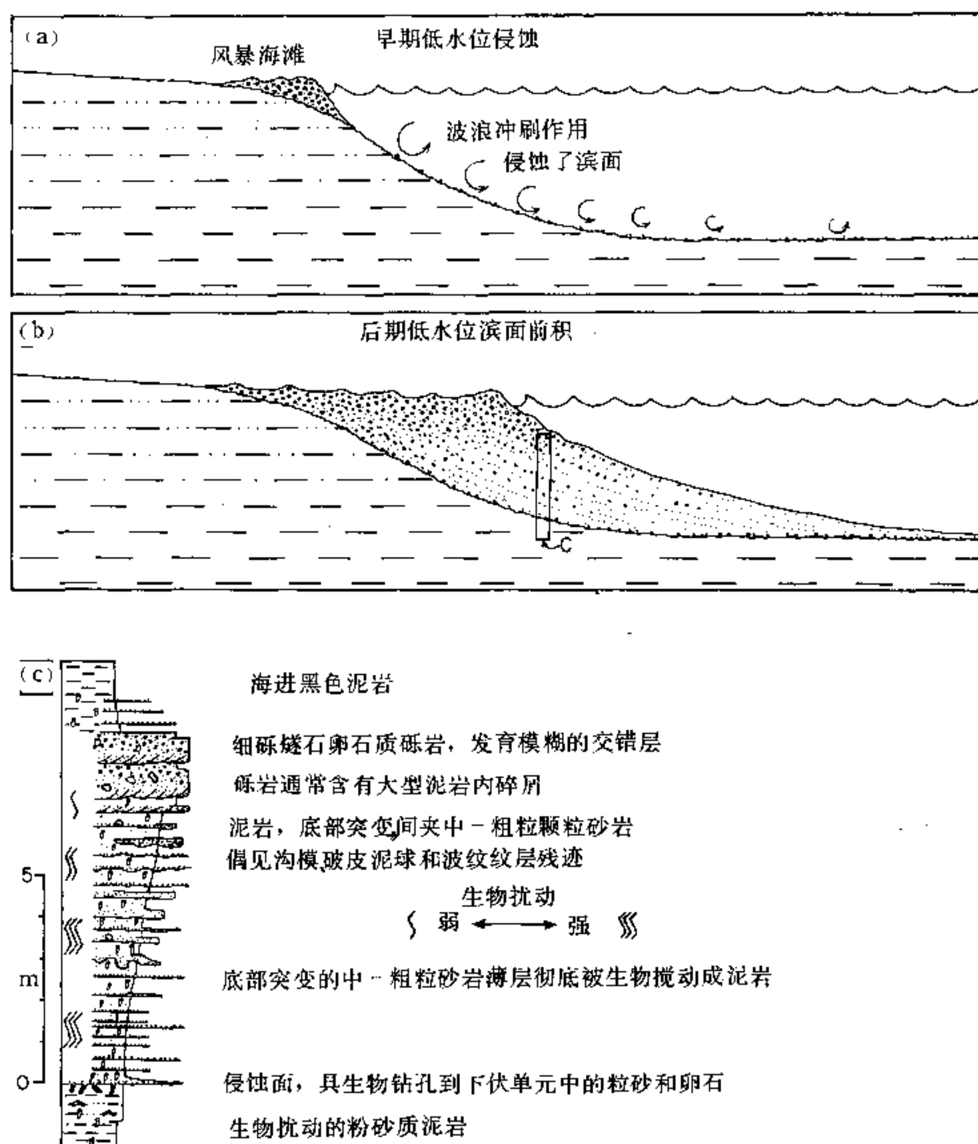


图 21−10 根据图 21−8 和图 21−9 阐述 Waskahigan 段和 Burnstick 段成因的解释图

(a) 低水位早期侵蚀滨面剖面的发展。注意罕见的滨面砂和砾在滨面顶部建造成相对狭小的风暴滩。(b) 滨面沉积体的前积覆盖在侵蚀面上，并有效地中止了下伏陆架沉积的进一步侵蚀。(c) Waskahigan 段和 Burstick 段较厚部分代表性的岩性录井简图。沉积作用是突发的幕式（风暴为主?），粗粒沉积周期性地置于泥质为主的环境中。剧烈的生物扰动破坏了大多数沉积构造

3.Waskahigan 段和 Burnstick 段的解译

Kakwa 段底部突变的砂岩提供了证据，说明由于在 E_2 处海平面相对下降，经由波浪冲刷作用在内陆架上产生大规模的侵蚀（图 21−2，21−5）。产生的侵蚀面由滨面横越陆架伸展到海平面下降无侵蚀效应的深度。

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

事实上 E_3 和 E_4 侵蚀面也可以由滨面向外在陆架上追踪，它们产于 Waskahigan 段和 Burnstick 段砾岩沉积之下，有力证明了低水位滨面侵蚀作用与陆架上的侵蚀作用及砾岩富集之间在成因上有联系。Waskahigan 段和 Burnstick 段下面的线状、面朝海的侵蚀冲坑，被解释为在海平面相对低水位期，当滨线迁移至陆架上时发育的一个新的侵蚀滨面上，由波浪冲刷作用的下切形成的。

根据 E_3 和 E_4 基底侵蚀面的几何形态和上覆砾质沉积的岩性，把 Waskahigan 段和 Burnstick 段解释为在海平面低水位期，当滨面由高水位滨线部位突然向海的方向迁移几十公里时沉积下来的滨面沉积。本文把所有向上变粗的层序用滨面的前积作用来解释。该层序下部丰富的泥质表明是沉积于 FWWB（晴天浪底）之下，而互层状底部突变的砂岩大概是在风暴期带入的。看来很有可能只有保存下来的层序最顶部的相对纯净的中砾状砂岩（图 21−9（b））沉积于 FWWB 之上，而大量的上部滨面和海滩沉积在海进侵蚀期被搬运走。由于波浪越过位于侵蚀滨面"斜面"（bevel）向海部位相对较浅的浪蚀平台发生衰减，所以在低水位期滨面的 FWWB 可能非常浅。这种局势可以容许在比高水位滨面浅得多的深度上发生泥质的堆积。

在每一个线型砾岩体之下区域不整合的存在，排除了把它们解释为稳定加积和向上变浅的"滨外沙坝"或"沙脊"的可能，这些"滨外沙坝"或"沙脊"可以逐步嵌入深水陆架泥岩中（见 Bergman 和 Walker 的论述，1986，1987）。识别砾岩体向陆一侧的侵蚀"斜面"，为许多古老"线型陆架沙脊"的为什么局部沉积的问题提供了一个答案，这个问题在文献中从未有过满意的解释。

高水位滨面的细砂岩（Kakwa 段）与 Waskahigan 段、Burnstick 段和 Carrot Creek 段的低水位滨面沉积之间在粒度上的反差是个问题（图 21−2）。看来最大的可能是，盆地边缘的区域性掀斜作用会同时影响到相对海平面下降，并使河流的坡降增加到足以搬运中砾级底载荷。同样复杂的是细砂的命运问题。这些细砂很可能是与泥和细砾一起供应到滨线的。整个 Cardium 段的低水位沉积主要由泥、砾组成，含有极少的细砂。这些问题是进一步调查研究的主题。

五、E_5、E_6 和 E_7 面的侵蚀作用

Bergman 和 Walker（1987）详细讨论了 E_5 侵蚀面的几何形态与成因和它在 Carrot Creek 区伴生的砾岩沉积。在这个实例中，在低水位滨面处的侵蚀作用深入到下伏陆架沉积（Raven 河段，图 21−2）中，切出一个高差 20m 的斜面。厚达 18m 的滨面砾岩（Carrot Creek 段）沿这个面沉积下来。

E_6 面（图 21−2）没有出现大的地势地伏，然而 E_7 面显示出明显的约 50m 的侵蚀高差。这个面的地貌形态与 Waskahigan 段、Burnstick 段和 Carrot Creek 段底下的面基本相似（图 21−2），即背靠相对缓倾"阶地"的朝海面为一相对陡倾的"斜面"（Wadsworth，1987）。主要的差异是在大多数地区，E_7 面只有一薄层砾岩。在 Plint 等（1987）的图 21−2 和图 21−3 中，绘出了研究区的代表性横剖面。系统的测井曲线及岩芯的横剖面使人可以把 E_7 侵蚀性低水位斜面的位置在横越大多数研究区中绘制下来。

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

六、讨　论

1.底部突变的滨面砂岩

据推测以侵蚀方式位于深水泥岩之上的底部突变滨面砂岩是由于海平面下降产生的(Heward，1981)；Roep等（1979）、Cant（1984）、McCrory和Walker（1986）、Eyles和Clark（1986），以及Rosenthal和Walker（1987）都举出过实例。Cant（1984）把阿伯特下白垩统的Spirit River组底部突变的滨面砂岩解释为沉积于水体太浅不足以使泥质堆积的水域中海进序列的向陆边缘上。Cant指出这类底部突变层序在许多滨线模式中都含蓄地谈到过，但是至今没有人记述过古代实例。本文根据Cardium组论述的同时发生的滨面前积作用和陆架侵蚀作用，可能是海平面相对下降产生的横向上由渐变底面的滨面侧向上转变为侵蚀性底面的滨面的第一个详细的描述。

尽管Weller（1960，图189）阐述过海平面下降引起的滨面顶部向下转移，但是底部突变的滨面的相应变化没有描述过。Vail等（1977，图8）重塑了Weller的早期图解，他们是用“斜坡模式向下转移”这个术语来描述的，虽然他们声明这种模式在地震资料中从未见到过。

近期在Milk River组Virgelle段的桑托阶—坎帕阶滨面砂岩（McCrory和Walker，1986）及Wapiabi组Chungo段同期地层（Rosenthal和Walker，1987）上的工作表明，SCS滨面砂岩的底部在很大距离上（>300km）是突变的，而且到处表现出壮观的负载于下伏HCS砂岩和泥岩之中。这些特征曾被解释为相对海平面的快速下降引起滨面的极迅速前积的证据，从而导致厚层SCS砂岩突然直接侵位在相对泥质的、未压实的滨外沉积物之上。因此露头上Virgelle和Chungo砂岩层序与地下的、如例举的7−10−62−6井和6−8−62−5井见到的层序（图21−5）极为相似。

尽管本文报导的地下工作不可能与露头上可能出现的岩性细节完全匹配，但是通过参照相对平坦的上下标志层，为利用测井曲线定量地分析滨面底部大量侵蚀作用提供了可能性，其中一些工作在大多数露头研究上是困难的或不可能完成的。

2.滨外沙坝

目前在阿伯特白垩纪陆架沉积上的工作，包括Viking组（Raddysh，1986；Downing，1986）、Cardium组（Plint等，1986，1987；Bergman和Walker，1986，1987）和Bad Heat组（Plint和Walker，1987b；B.Norris，私人通讯，1987），已经把注意力集中在相对海平面迅速下降期陆架上的侵蚀作用与线型的砂岩“沙坝”或砾岩“沙坝”的发育之间的联系上。尽管详细的成果讨论超过本文范围，然而显然由这些工作者研究的“滨外沙坝”都下伏有与相对海平面低水位期相关的区域侵蚀面。这些线型“沙坝”沿着面海高差达40m的S型冲槽沉积下来。人们（Plint和Walker，1987b；Bergman和Walker，1987）曾经把这些冲槽解释为在低水位期滨面上波浪冲刷作用的产物。这些“沙坝”自身的沉积也发生在低水位期滨面背景中。这种解释为“沙坝”的局部集中定位和定向提供一个似乎合理的机制。另外一些假说（例如Swagor等，1976；Campbell，1979；Rice，1984；Swift和Rice，1984）设想，沙坝的沉积作用发生在“先存地貌”或“坡折”的背水面。类似地，Campbell（1979）描述了一系列下面垫着“局部不整合”的“海侵滨外沙坝”。在这种情况下，人们设想，随着海侵作用的发生，“滨外沙坝”由暴露于水上的侵蚀阶地边缘，向海的方

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

向增生。

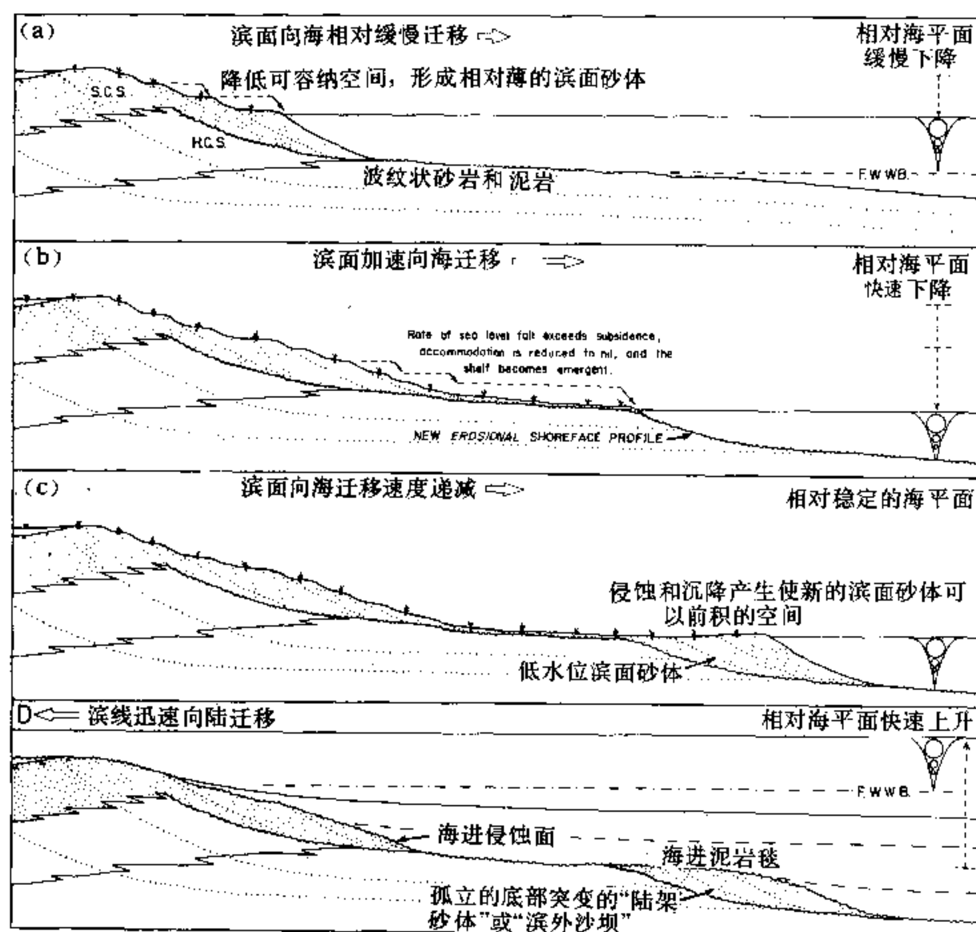


图 21-11　表示底部突变的"滨外沙坝"在成因上可能的事件序列的概括图

(a) 得到良好证实的情况，曾示于图 7B。(b) 由于海平面相对下降，极低的陆架坡降引起滨线迅速向盆地迁移。注意有不显著的滨面沉积物的堆积。当滨线稳定下来时，下伏陆架沉积上的波浪冲刷作用，会切割出一个新的、极稳定的侵蚀性滨面剖面。(c) 滨面上的侵蚀作用产生使底部突变的低水位滨面砂体能够前积的空间，这里假定有足够的沉积物供给。(d) 海平面相对上升导致低水位期滨面沉积遭受侵蚀性削截，海岸平原向陆地方向掏蚀，搬运走所有地表状态的痕迹物。滞留砾石薄层展现于海进侵蚀面上。(e) 随着持续的海水加深，深水陆架泥岩平覆盖了低水位滨面沉积和下伏的向上变浅的陆架层序的侵蚀顶面。结果——一个线型的、与滨岸平行的砂岩体或砾岩体以侵蚀方式坐落在滨外泥岩之上，并突变式地被更多的陆架泥岩覆盖

图 21-11 提出了"滨外沙坝"生成的另外一种机理。正如人们已经注意到的那样，海平面的相对下降（然而仅仅以比下沉速率略大的速率）导致加速了滨面的前积和滨面砂体的变薄（图 21-11 (a)）。图 21-4 至图 21-7 描述了 E_2/T_2 侵蚀期盛行的那些条件，即当时的相对海平面下降不足以使陆架露出水面，总是存在着可供利用的空间，使得尽管已经减薄的滨面砂体，可以在其中前积。然而，如果在一个时期中相对海平面下降的速率超过了沉降的速率，则沉积物的可容纳空间将减为零。在这些条件下，滨线将迅速向海推移，而陆架的出露部位基本上没有任何沉积物沉积下来（图 21-11 (b)）。当滨线移动最终停止时，滨线上的侵蚀作用通过侵蚀滨面的后退将切出一个新的滨面剖面（一个"斜面"）（图 21-11 (b)）。

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

在滨面上的侵蚀作用，加上相对稳定的海平面，为新的底部突变的滨面砂体提供了可以前积的空间（图21–11（c））。

在后续的海侵时期，侵蚀作用将把低水位期滨面上部的几米、连同露出水面的陆架上的任何陆上沉积物夷为平面，从而清除掉所有地表暴露的痕迹。结果，低水位滨面砂体将残留于外观上孤立的"滨外"位置，突变性地赋存在滨外泥岩上，并被滨外泥岩覆盖（图21–11（d）。

这个事件序列看来提供了Cardium组Waskahigan段、Burnstick段、Carrot Creek段和Amundson段的成因的最佳解释（图21–2）。所谓著名的诸如"First Mancos砂岩"（Kiteley和Field，1984）及"Ship Rock砂岩"（Camp bell，1979）这样众所周知的"滨外沙坝"的可以广泛对比的几何形态和地层关系，可能按照图21–11所指示的沉积层序也是可以解释的。

（魏魁生译）

参 考 文 献

Bergman, K. M., and Walker, R. G., 1986, Cardium Formation conglomerates at Carrot Creek field: Offshore linear ridges or shoreface deposits?, *in* Moslow, T. F., and Rhodes, E. G., eds., Modern and Ancient Shelf Clastics: A Core Workshop: Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Core Workshop No. 9, p. 217–267.

———, and ———, 1987, The importance of sea level fluctuations in the formation of linear conglomerate bodies; Carrot Creek Member of Cardium Formation, Cretaceous Western Interior Seaway, Alberta, Canada: Journal of Sedimentary Petrology, v. 57, p. 651–665.

Campbell, C. V., 1979, Model for beach shoreline in Gallup Sandstone (Upper Cretaceous) of northwestern New Mexico: New Mexico Bureau of Mines and Mineral Resources, Circular 164, 32 p.

Cant, D. J., 1984, Development of shoreline-shelf sand bodies in a Cretaceous epeiric sea deposit: Journal of Sedimentary Petrology, v. 54, p. 541–556.

Downing, K. P., 1986, The depositional history of the Lower Cretaceous Viking Formation at Joffre, Alberta, Canada: Unpublished M.S. Thesis, McMaster University, Hamilton, Canada, 138 p.

Eyles, N., and Clark, B. M., 1986, Significance of hummocky and swaley cross-stratification in Late Pleistocene lacustrine sediments of the Ontario Basin, Canada: Geology, v. 14, p. 679–682.

Heward, A. P., 1981, A review of wave-dominated clastic shorelines. Earth Science Reviews, v. 17, p. 223–276.

Kiteley, L. W., and Field, M. E., 1984, Shallow marine depositional environments in the Upper Cretaceous of northern Colorado, *in* Tillman, R. W., and Siemers, C. T., eds., Siliciclastic Shelf Sediments: Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication 34, p. 179–204.

Lagaaij, R., and Kopstein, F. P. H. W., 1964, Typical features of a fluviomarine offlap sequence, *in* Van Straaten, L. M. J. U., ed., Deltaic and Shallow Marine Deposits: Developments in Sedimentology, v. 1, p. 216–226.

McCrory, V. L. C., and Walker, R. G., 1986, A storm and tidally-influenced prograding shoreline—Upper Cretaceous Milk River Formation of southern Alberta, Canada: Sedimentology, v. 33, p. 47–60.

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

PLINT, A. G., AND WALKER, R. G., 1987a, Cardium Formation 8. Facies and environments of the Cardium shoreline and coastal plain in the Kakwa field and adjacent areas, northwestern Alberta: Bulletin of Canadian Petroleum Geology, v. 35, p. 48–64.

———, AND ———, 1987b, Morphology and origin of an erosion surface cut into the Bad Heart Formation during major sea level change, Santonian of west-central Alberta, Canada: Journal of Sedimentary Petrology, v. 57, p. 639–650.

———, ———, AND BERGMAN, K. M., 1986, Cardium Formation 6. Stratigraphic framework of the Cardium in subsurface: Bulletin of Canadian Petroleum Geology, v. 34, p. 213–225.

———, ———, AND ———, 1987, Reply to discussion on Cardium Formation 6. Stratigraphic framework of the Cardium in subsurface: Bulletin of Canadian Petroleum Geology, v. 35, p. 365–374.

RADDYSH, H., 1986, Sedimentology of the Viking Formation at Gilby A and B fields, Alberta: Unpublished B.S. Thesis, McMaster University, Hamilton, Canada, 241 p.

RICE, D. D., 1984, Widespread, shallow marine, storm-generated sandstone units in the Upper Cretaceous Mosby Sandstone, central Montana, *in* Tillman, R. W., and Siemers, C. T., eds., Siliciclastic Shelf Sediments: Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication 34, p. 143–161.

ROEP, T. H. B., BEETS, D. J., DRONKERT, H., AND PAGNIER, H., 1979, A prograding coastal sequence of wave-built structures of Messinian age, Sorbas, Almeria, Spain: Sedimentary Geology, v. 22, p. 135–163.

ROSENTHAL, L. R. P., AND WALKER, R. G., 1987, Lateral and vertical facies sequences in the Upper Cretaceous Chungo Member, Wapiabi Formation, southern Alberta: Canadian Journal of Earth Sciences, v. 24, p. 771–783.

SWAGOR, N. S., OLIVER, T. A., AND JOHNSON, B. A., 1976, Carrot Creek field, central Alberta, *in* Lerand, M. M., ed., The Sedimentology of Selected Clastic Oil and Gas Reservoirs in Alberta: Canadian Society of Petroleum Geologists, p. 78–95.

SWIFT, D. J. P., AND RICE, D. D., 1984, Sand bodies on muddy shelves: A model for sedimentation in the Western Interior Cretaceous Seaway, North America, Tillman, R. W., and Siemers, C. T., eds., *in* Siliciclastic Shelf Sediments: Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication 34, p. 43–62.

VAIL, P. R., MITCHUM, R. M., AND THOMPSON, S., 1977, Seismic stratigraphy and global changes of sea level, part 3: Relative changes of sea level from coastal onlap: *in* Payton, C. E., ed., Seismic Stratigraphy—Application to Hydrocarbon Exploration: American Association of Petroleum Geologists Memoir 26, p. 63–81.

WADSWORTH, J. A., 1987, Geometry and origin of a sequence-bounding unconformity, Cardium Formation, Alberta: Unpublished B.S. Honors Thesis, University of Western Ontario, London, Canada, 54 p.

WALKER, R. G., 1983, Cardium Formation 3. Sedimentology and stratigraphy in the Caroline-Garrington area, Alberta: Bulletin of Canadian Petroleum Geology, v. 31, p. 213–230.

WELLER, J. M., 1960, Stratigraphic principles and practices: Harper and Brothers, New York, 725 p.

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

第二十二篇　美国西部内陆上白垩统海进—海退旋回中煤层分布控制因素的研究

Timothy A.Cross

摘要　在垂向加积的临滨和三角洲前缘台地顶部和向陆一侧发育了美国西部内陆地区厚度最大、分布最广的上白垩统煤层。对观察到的这种现象，我们用数值模型进行了解释上的探索。所使用的数值模型是根据控制地层几何形态和岩相空间分布的三种基本因素之间的相互作用而建立的。这三种基本因素是：海平面变化、构造运动以及被搬运到或沉积盆地内生成的沉积物的数量。

这些模型表明：从浅海陆架区到海岸平原区地层层序的基本建造单元是前积事件(progradational event)，它在垂向剖面上表现为一个向上水深变浅的相序。每一个进积事件顶部的水体最浅相突然被其后续一个事件底部的水体最深相所覆盖。我们用叠加在速率恒定的构造沉降之上的正弦波式海平面变化对这种相的不对称性进行了模拟。结果认为，对产生这种不对称性来说，并不一定需要海平面或构造运动的无规律变化。

这些模型对3种几何形态即海退、海进和垂向加积等形态的进积事件分级叠加进行了模拟。模型表明在低的具潜在含煤能力的海岸平原中的可容纳空间接近最大时，以及海平面变化速率与进积事件供应沉积物的速率平衡时，堆积了厚度最大、分布最广的煤层。这些因素导致了海岸—平原相域的垂向加积和进积事件的垂向叠加。

一、引　　言

在美国落基山和大平原地区（Great Plains），上白垩统的煤堆积于沼泽中，占据西部内陆水道西缘的海岸地带。形成这些煤的古地貌背景包括有：冲积平原、活动期的和废弃的三角洲平原以及位于障壁和无障壁岸线后的海岸沼泽。无论哪种地貌背景，大煤层在地层框架中的位置方面，煤的赋存都有一个更为基本超越一切的共性。过去几十年来的大量研究（Sears 等人，1941；Weimer，1960；Fassett 和 Hinds，1971；Beaumont 等人，1971；Ryer，1984）证明了：大规模煤炭沉积发育在体现西部内陆水道上白垩统地层特征的海进—海退序列中的一些特定部位。在许多情况下，煤层发育于滨线相沉积顶部和向陆一侧。它们盖在由进积事件产生的向上变浅序列之上。然而，正如 Beaumont 等人（1971）曾经指出并得到 Ryer（1984）进一步证明了的那样，厚度最大且分布最广的煤层发育在连续进积事件三角洲前缘或临滨砂体垂向叠置地区中滨线相沉积顶部和向陆一侧的地区内。

本文对这种垂向叠加的进积单元中大规模煤层的优先分布提出了一种解释。这种解释是从作用—响应数值模型中得到的。这些模型模拟了浅海陆架到海岸平原环境中的沉积物沉积过程，同时勾画出了由此产生的地层格架。这些模型类似于 McGhee 和 Bayer（1985），Morrow（1986），以及 Jervey（本卷）的模型，它们是根据控制沉积盆地地层层序发育和地层格架的基本互相关控制因素作出的。这些因素是海平面变化、构造运动以及注入沉积盆地的沉积物数量三者之间的相互作用。模型表明，所观察到的大煤层的分布，与不同相域沉积物可能堆积和保存的时间、地理位置以及空间维次的变化有直接关系。反过来，该空间是

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

基本控制变量之间相互作用的直接产物。本文提出的解释，是想为大规模煤层发育在垂向上迭加的进积事件之间这一已经充分证实了的观察结果，提供一个理论依据。

从对上述模型导出的一般性结论进行概括，和从地层格架角度对大煤层分布提出一种解释的目的出发，没有必要对数值模型进行详细论述。不过，对数值模拟的大致方法做一扼要的概括是有益的。对模型的每一个时间阶段，都利用各阶段地质上的实际值把海平面变化叠加到构造沉降之上。我们把具有不同相位、振幅和周期的海平面变化曲线的不同组合叠加到（同其褶积）线性或非线性（时变的）沉降曲线之上。接下来是将沉积物加入到（或从中除去）因海平面相对变化而增加（或失去）的可供利用的空间中去。加入沉积物的总量受水深、水深变化速率以及距滨线远近等因素相结合的一个非线性函数的控制。对均衡补偿、先前已沉积的沉积物柱的压实以及新增沉积物的加入等的校正用迭代法解决，直至达到平衡。对整个模型时间延续范围内每一个时间阶段，上述过程反复进行。

二、海进—海退旋回的特征

McGookey（1972）、Kauffman（1980）以及 Weimer（1984）等不少人描述过在西部内陆阿尔布期末到麦斯特里希特期地层中已划分出的5个大规模海进—海退旋回。每个旋回的时间延续范围大约3到7Ma，因此它们显然不象“旋回”（Cyclic）术语标准含义那样具有周期性（periodic）。Ryer（1984）注意到，这些旋回在时间和空间规模上，相当于 Vail 等人（1977）的三级沉积层序。

人们把这些三级海进—海退旋回的成因归因于幕式构造事件、海平面变化、注入海岸平原和近海环境中的沉积物体积的幕式变化或者这些因素的共同作用。例如，Hancock 和 Kauffman（1979）曾就北欧和美国西部晚白垩世最大海进、海退期基本上是等时的看法进行过讨论，并推断是全球海平面变化控制的。Kauffman（1980）根据整个西部内陆一或二个动物化石带海进最大值的同步性，也赞成主要受海平面变化控制的说法。他注意到，不论反映局部构造或沉积作用影响的岩相和岩层厚度的变化如何，这些等时性的海进峰值期，在地层中都可被识别出来。

其他人主张拓宽西部内陆水道西缘边界的塞维尔褶皱和逆冲带内的幕式变形，是形成上述海进—海退幕的一个主要或起作用的原因。Jordan（1981）曾列举过已成图的古海岸线位置、经过计算的地形高程以及逆冲席侵位和导致的沉积物负荷之间的对应性。Swift 等人（1985）观察到，有一些逆冲幕的时间与 Weimer（1984）识别的三级周期对应得很好，而另一些幕则不如此。尽管如此，Swift 等人（1985）仍提出这些逆冲事件与三级周期之间有一种因果联系。他们提出，逆冲作用引发了沉降，但首先必须从造山带来的沉积物的供应速率超过沉降速率，结果发生了海退。随着逆冲作用的中止和地形残山因削蚀作用而减小，沉积物供应速率逐渐变得小于沉降速率，于是便发生海进。

Kauffman（1980）也曾提出过另一种解释。他提出了盆地内区域性海进和最大沉降速率、主动逆冲作用、火山作用以及快速的碎屑沉积作用之间在发生时间上的一种对应关系。在这种观点中，幕式抬升引起幕式加载、幕式沉降、幕式海进和增加河流携带的碎屑供应到三角洲、海岸平原和近海环境中。相反，大规模海退则同构造和火山息止、沉降速率减少以及沉积物供给减少等的时间相对应。尽管幕式构造变形可能曾对早于80Ma的三级周期的发育起过作用，可是在科罗拉多、犹他以及南怀俄明地区塞维尔期构造变形在75Ma之前便中

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

止了的事实（Cross，1986）表明：不论在许多大规模煤层聚集的时间还是地点上，构造作用都不是决定性控制因素。

无论形成这些三级海进—海退旋回的根本原因是什么，在西部内陆地区，它们的沉积分布都是广泛的。更重要的是，在范围更大的地层格架中，它们在地层几何形态和岩相展布上具有某种共性，这一点将在下面讨论。这些共有属性，使得我们可以进行全面综合海平面变化、构造运动以及沉积物供给等互相关控制因素的数值模拟。从这些模拟中得到解释大规模煤层分布的理论基础。

Ryer（1984）曾列举了过去这几十年来大量研究和观察的一些结果。这些研究和观察表明，白垩纪的这些三级旋回，都是由一些规模更小、向上变浅的不对称层序组成的，其中每一个层序都代表一次独立的进积事件。遵循 Vail 等人（1977）的传统惯例，Ryer 把这些进积单位定义为"四级旋回"。与构成较大旋回的较小沉积旋回同级别的地层，在别的地方和其他背景中得到识别。比如，这些独立的进积事件或四级旋回的沉积与 Busch 的成因层序和地层成因增量（1959，1971）、Frazier（1974）的沉积事件以及 Van Wagoner（1985；Van Wagoner 等人，本卷）的准层序等是等同的。Ramsbottom（1979）曾在欧洲石炭系地层中，识别出与上述规模相似的海进—海退层序，并将其定义为中型层（mesothems）。它们也类似于 Anderson 和 Goodwin（1980）以及 Goodwin 和 Anderson（1985）的间断加积旋回（PACs），不过延续的时间可能要长一些。Busch 和 West（1987）对已识别出的分级式海进—海退序列中识别出的地层单元的种类、规模和名称等做了有益的评述。

我们的数值模拟表明：作为海平面变化、构造运动和沉积物供给之间相互作用直接产物的进积单元，有规律地呈现 3 种几何模式。由数值模拟勾画出的这些模式已在西部内陆白垩系沉积和其他地区其他年代的大量地层学研究中得到证实。由这些进积事件垂向、横向几何迭加构成的规则的分级式模式，构成了典型的三级海进—海退旋回的区域地层格架。这种格架（下面将讨论）与 Busch 的地层成因层序（1971，1974）、Frazier 的沉积幕（1974）、Anderson 和 Goodwin（1980）及 Goodwin 和 Anderson（1985）的 PAC 层序、Ryer 的斜列式叠加旋回以及 Van Wagoner（1985；Van Wagoner 等，本卷）与 Posamentier 和 Vail（本卷）的准层序组和层序等相类似或等同。

典型的三级海进—海退旋回的内部地层格架有下列特征。即以向陆一侧进积单元所达到的最大位置（即许多作者的海进最大点）为起点（图 22−1），在进积过程中，逐渐变为浅水相沉积在先前沉积的深水相之上，在任一特定地点，都形成向上变浅的垂向剖面。每一次进积事件的终止，以沉积物堆积地点向陆方向的突然瞬间迁移为特征，在海区内，以沉积物沉积速率的大量减小和水深的增加为特征。结果，在任一固定的地理位置上，进积事件终止期所形成的水深最浅相，直接被其后紧跟着的一次进积事件的水深最大相所覆盖。同前一个进积事件的起始、终止滨线的位置相比，后一个事件的滨线起始、终止都发生在更向海一侧的位置上。由于后一个事件向海方向步进，通常引起同一相带跨越两次事件分界线的侧向偏移，这后一个事件被称为"海向步进"（Seaward—stepping）。接下去的一些进积事件可能仍向海步进，即每一个后续事件比其前一个事件，在更向海的位置上发生和结束。这种进积事件海向步进总的几何模式与 Van Wagoner（1985）的进积准层序以及图 22−1 所示的 Van Wagoner 和 Vail（本卷）的高水位体系域等同。这些进积事件中的最后一个，达到三级海进—海退旋回中所有进积楔向海方向的最大或近于最大的位置。

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

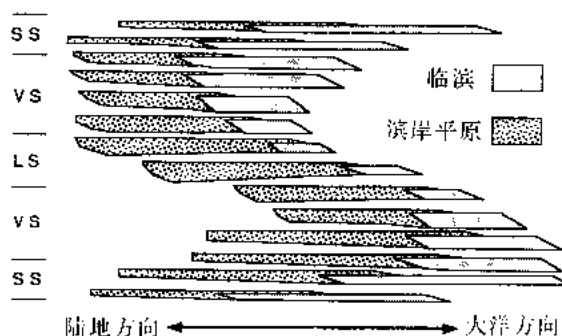


图 22-1　美国西部内陆地区上白垩统地层中一个典型三级旋回地层格架的示意图

其中基本建造单元是组成海退、海进最大期垂向叠加（VS）、海向步进（SS）和陆向步进（LS）等3种几何形态的进积单元。图中只画了海岸平原中具生煤潜力的较低部位，包括冲积平原、三角洲平原环境的较低部位。海岸平原和临滨的相对厚度及其侧向延展，随其所属进积事件在分级式迭加模式内所处的位置而发生变化

同海向步进事件相反，接下来的一些进积事件则发生垂向上的叠加，结果使得每一次事件的起始和终止，几乎发生在相同的地理位置上。这种垂向迭加的进积事件层序，发生在三级旋回中向海最大的位置上。它对应于许多作者的最大海退期，对应于 Van Wagoner 的加积准层序（1985；Van Wagoner 等，本卷）以及 Posamentier 和 Vail 的低水位体系域（本卷）。和以前一样，垂直剖面中的每一个进积单元，都表现为水体向上变浅的相序。尽管由于通常相同相带的偏移并不显著地越过事件边界，而使得相邻单元之间的区别可能很隐蔽，可是在任一地理位置处，每一次事件终止时形成的水深最浅相，仍直接被后续事件的水深最大相所覆盖。这些垂向迭加进积事件中的最后一个，标志着三级旋回中海退阶段的终结。

接下去几个进积事件的沉积作用发生在逐渐更加向陆一方的位置上。即相对于前一次进积事件，其后续的一次事件的起始和终止都发生在更靠陆的一方。这种陆向步进的几何模式等同于 Van Wagoner（1985；Van Wagoner 等，本卷）的退积准层序，是 Posamentier 和 Vail 海进体系域（本卷）的主要组成部分。

在一个三级旋回中，陆向步进阶段的终结，以该旋回向陆方向所达到的最大位置处进积事件垂向叠加的重新开始为标志。与最大海退期的垂向叠加事件相类似，相继进积事件中的相同相带向陆和向海的极限点，基本上位于三级旋回这一部分的相同地理位置上。该垂向加积阶段对应于许多作者的海进最大期，Van Wagoner（1985）的加积准层序，以及对应于 Van Wagoner 等人（本卷）与 Posamentier 和 Vail（本卷）的高水位体系域底部。其后，下一个三级海进—海退旋回，从又一个海向步进事件开始了。

三、进积事件的起因和叠加几何形态

综合海平面变化、构造运动和沉积物供给等因素的数值模型（也请参见 McGhee 和 Bayer，1985；Morrow，1986；Jervey，本卷；Posamentier 等人，本卷）对三级旋回中每一个进积事件及其分级式的几何配置进行了模拟。请看一下图 22-2 所示的例子，它具有正弦波式的海平面变化和恒定的构造沉积速率。该曲线给出了在某个地理位置上空气与海水界面位置相对于基底某一个固定点随时间发生变化的情形。海平面变化同构造沉降相结合，产生出叠加在水深长期增加之上的海平面变化。这两个变量的乘积是沉积物注入或被移去的空间的连续性变化。

Jervey（个人通讯，1982）给作为沉积物潜在容器的这一空间起名为“可容纳空间”。这里，“潜在可空纳空间”（或可容纳空间潜力，accommodation potential）一词，是指海平面

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

变化和构造运动相互作用而增加或减少的累计空间。在空间中任意一点某一特定时刻的潜在可容纳空间，决定了可能在此堆积的沉积物的最大体积。累计空间是通过乘以空间随时间的增减而得出的，即乘以可容纳空间变化率随时间的变化得出的。可容纳空间变化率即空间增加或减少的速率，而潜在可容纳空间则是对可容纳空间变化率积分的结果。Jervey（本卷）和Posamentier等人（本卷）对可容纳空间概念做了广泛的探讨。

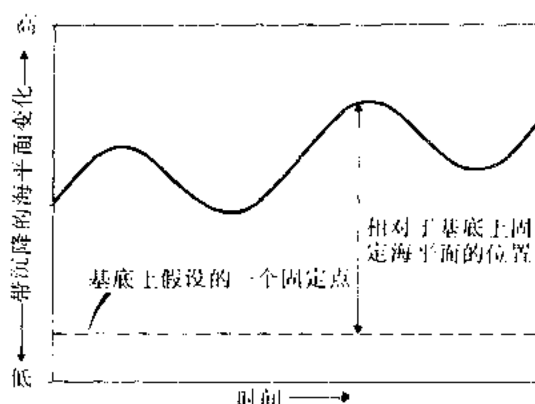


图 22-2　叠加在构造沉降速率恒定之上的正弦波式海平面变化曲线

曲线给出在某一地理位置处海水与空气界面对应于基底中某个固定点的位置。曲线的总体斜率随沉降速率大小而定

如图 22-3 所示，在海平面曲线上升的拐点处海平面上升最快时，可容纳空间变化率为最大值。该点代表某一特定地理位置处沉积物可在其中堆积的新生空间的最大增量。在海平面曲线下降的拐点处，即海平面下降最快时，可容纳空间的变化率为最小值。该点代表沉积物潜在可容纳空间的最大减小量。如果海平面下降速率等于构造沉积下降速率，则有效空间总量没有发生变化，其可容纳空间变化率为零。在海平面变化曲线的峰点和谷点处，海平面变化速率为零，其可容纳空间变化率等于构造沉降速率。

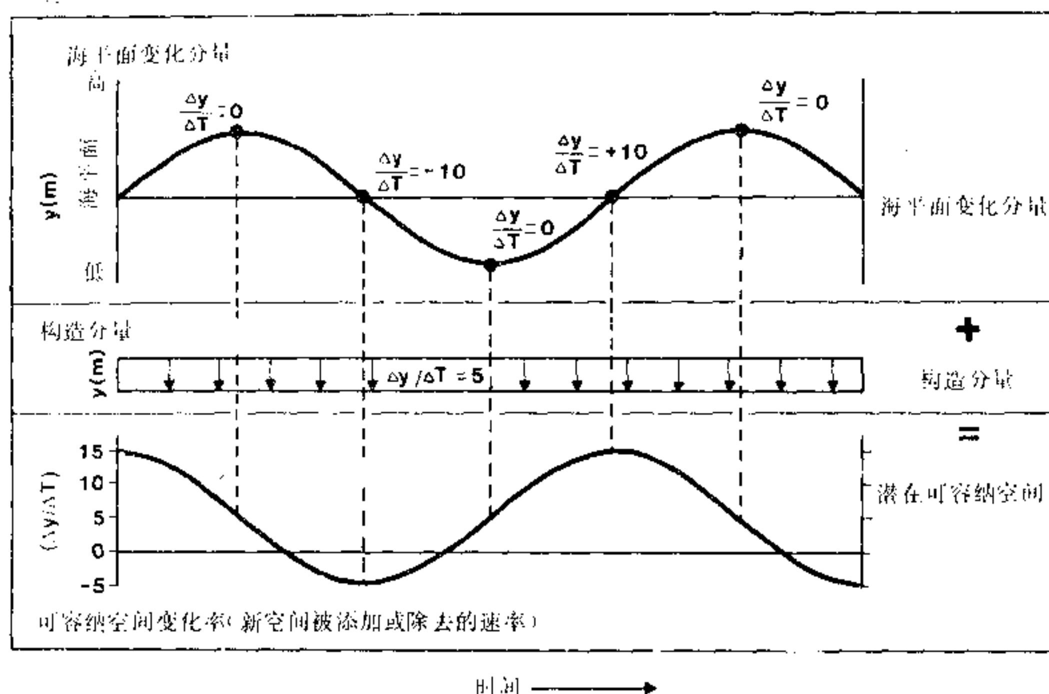


图 22-3　由图 22-2 所示海平面变化与构造沉降相互作用而产生的潜在可容纳空间示意图

曲线上的数值是海平面变化速率的无量纲值。这些海平面变化速率加上恒定无量纲的构造沉降速率便得到可容纳空间速率的变化曲线

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

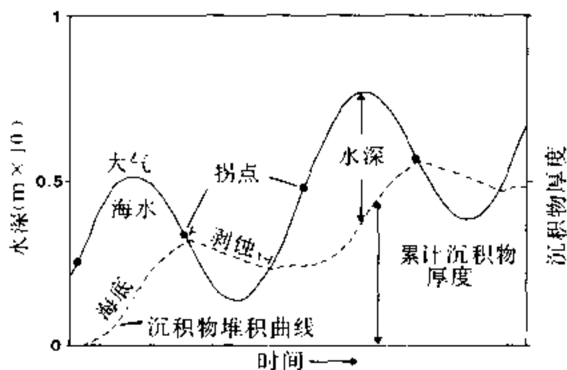


图 22-4 沉积物注入（或从中移去）到因沉降和海平面变化综合效应形成（或失去）的空间里去

虚线表示在某一地理位置处，沉积物与水体界面位置相对于基底中某一固定点随时间而发生的变化。沉积物随时间的累计厚度可根据水平坐标轴到虚线的距离来测得。实线与虚线间的垂直距离是古水深值（在实线高于虚线的地方）或者是出露水面和遭受剥蚀作用的时间（在虚线高于实线的地方）。在两条曲线交叉部分内，交叉点间的水平距离反映不整合的延续时间

图 22-4 给出某一地理位置处两次进积事件之间潜在可容纳空间变化的沉积响应。图中的模型是图 22-2 所示模型的扩展，类似于 Morrow（1986）和 Jervey（本卷）的模型。其中沉积物被添加到（或从中移去）因海平面变化和构造沉降综合影响而形成的（或减去的）有效空间中去。最大水深出现在海平面上升的拐点处或其附近，而不在海平面的峰值上。它对应于海平面上升速度最大的时刻，同时位于潜在可容纳空间最大值的位置（Jervey，本卷）。正如 Pitmen（1978）所指出的那样，海平面的快速上升常常（但不必须）伴随有海进或海岸的向陆方向迁移。在海进过程中，海岸平原被侵蚀，河流变成了河口湾，沉积物聚集的位置向陆地方向迁移。此时，尽管注入海岸平原的沉积物通量可能不发生变化，但河口湾却是高效率的沉积物聚集场所，搬运到近海和陆架环境中总的沉积物负荷比例减少了。位于两次进积事件边界处的截然的接触关系，是由于发生在海平面变化曲线拐点附近的海平面上升的高速率造成的。随着海平面上升速率减少和潜在可容纳空间的逐渐减小，沉积物则以逐渐增加的速率向更靠海的位置输送，逐渐地充填着部分可容纳空间。这种潜在可容纳空间的减小，造成在进积事件中观察到的岩相向上变浅的序列。海退或海岸向海方向的迁移起始于海平面变化曲线的峰点附近，可容纳空间变化率基本上等于构造沉降速率时，在海平面下降过程中海退一直持续发生。对应于海平面曲线下降的拐点，当海平面下降速率最大时，潜在可容纳空间达到最小点。

上述关系用合成地层柱状图的形式进行了说明（图 22-5）。该图是根据先前两次进积事件所做的模型（图 22-4）做出的，但还包括了对沉积物压实和均衡补尝所做的校正。该地层层序以第一个进积事件的开始向上变浅的层序突然被第二个向上变浅层序底部的深水沉积物覆盖为特征。在进积事件的底部，沉积物沉积速率为最小。它出现在海平面变化曲线上升的拐点附近，此时水深最大。高速率的沉积物堆积发生在海平面变化曲线的峰点之前，此时潜在可容纳空间大并与沉积物供给速率相平衡。向着每一个进积事件顶部，随着潜在容纳空间的减少，沉积物沉积速率逐渐降低。

应当强调的是，美国西部内陆地区的白垩统地层中四级旋回的这种地层不对称特点是由于叠加在速率恒定的构造沉降之上的正弦式海平面变化造成的。如果构造运动是波动的或者幕式的，而海平面保持恒定，也会导致同样的曲线模式。但这种讨论并不是想证明晚白垩世期间构造运动或者是海平面变化是正弦波状的。而是想证明上白垩统地层的不对称的地层层序特征，并不需要海平面或构造运动的不规则变化。

解释进积事件分级式叠加几何形态成因的数值模型，是通过把两条不同周期和振幅的海平面变化曲线与速率恒定的构造沉降相迭加的方式产生的（图 22-6，也请参阅 Jervey，本

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

卷）。其中短周期海平面变化曲线的周期是长周期海平面变化周期的1／10，其振幅是后者的一半。短周期曲线模拟了进积事件，而用长周期曲线产生了分级式迭加模式。该模型的合成结果用更常用的合成地层柱状图的方式表达出来（图22-7）。从柱状图的底部开始，后续进积事件都比前一个进积事件的水深有所加深，代表了地层横剖面中陆向步进的进积事件。接下来的进积事件序列，其起始和终止的水深出现在相同的位置上，反映出三级旋回中最大海进期间的垂向叠加。接下来一系列事件序列水深逐渐变浅，对应于地层横剖面中向海步进的进积事件。最后，下一系列事件的起始和终止几乎发生在相同的水深处，代表了三级周期中最大海退期间的垂向迭加。Jervey（本卷）和Posamentier等人（本卷）都得到了与上述相类似的结论。

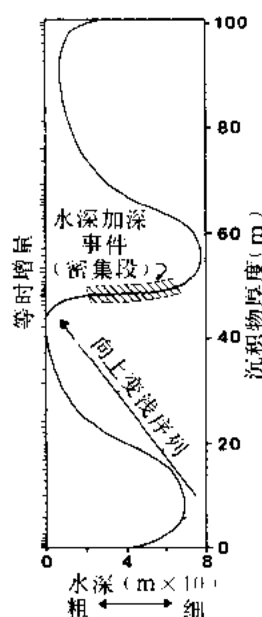


图22-5　根据图22-4中所示的模型制作出的合成地层柱状图，但包括了对沉积物压实和均衡补偿的校正

垂直轴表示地层厚度而水平轴表示水深。等时增量值沿左侧垂直轴以连接符的方式表示。在连接符密集排列的地方，沉积物堆积速率低；在连接符疏松排列的地方，沉积物堆积速率高

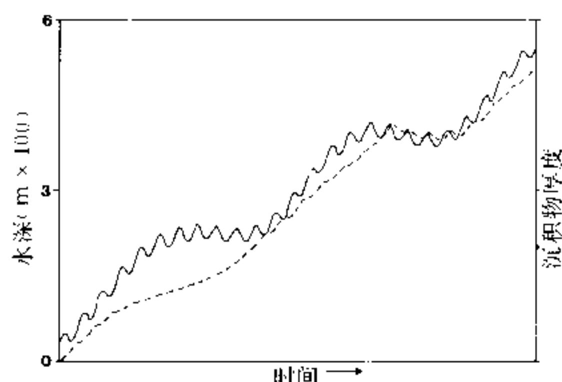


图22-6　在空间位置的某一点处，根据两条海平面变化曲线与恒定沉降速率相褶积的方法做出的沉积物厚度、水深以及海平面等之间的交汇图

其中长周期海平面变化曲线的振幅和周期分别是短周期波动振幅和周期的2倍和10倍。其中对均衡补偿和沉积物压实作用进行了校正

上述关系的一个更一般性的表示示于图22-8中，其中把一条短周期、低振幅的海平面变化曲线叠加在另一条长周期、高振幅的海平面变化曲线之上。Morrow（1986）说明过叠加了一个长周期正弦波或长周期海平面升降曲线的短周期正弦波形所发生的形变，并且对与该变形相对应的沉积物响应进行了讨论。一个单一的长周期旋回里，第一个垂向叠加期发生在长周期海平面曲线的最低点到上升拐点之前的时期内。在该时间内，海平面变化速率很低，致使进积事件所提供的沉积物与潜在可容纳空间之间保持了平衡。在长周期海平面曲线的拐点处，长周期海平面上升速率和潜在可容纳空间达到了极大值。在该阶段内，在任一地理位置处，沉积物供给都不足充填其有效空间（available space），结果发生陆向步进进积作用。在长周期海平面曲线最高点到下降曲线段的拐点之前的时期内发生了第二个垂向叠加

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

期。和前面的那个垂向叠加阶段一样，该阶段海平面变化速率很低，以致于进积事件所提供的沉积物与潜在可容纳空间之间保持了平衡。其后，随着长周期海平面下降的加速，潜在可容纳空间发生减小，发生海向步进进积作用。

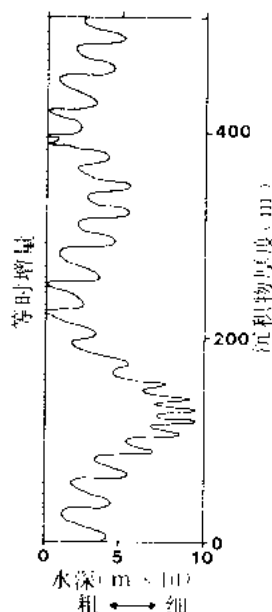


图 22-7 根据图 22-6 中所示模型得出的合成地层柱状图

其中的标记和符号同图 22-5

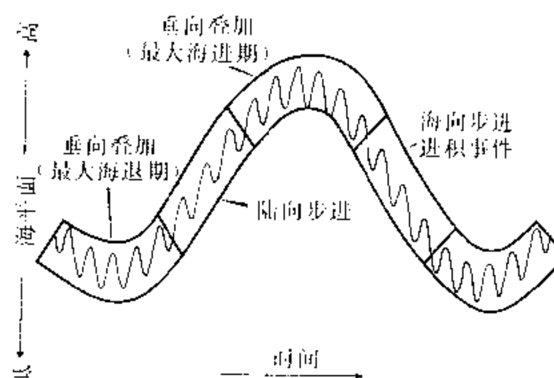


图 22-8 长、短周期海平面变化、潜在可容纳空间之间的关系以及四级进积事件分级式叠加模式的起因示意图

一条高频正弦波与一条振幅，频率分别为其 4 倍，1/16 的低频正弦波进行褶积。这两者之间的比例关系接近于在西部内陆地区上白垩统地层中观察到的情况。图中标示出了向海步进，向陆步进和垂向迭加进积单元的位置

在某一特定时间、空间内一点的潜在可容纳空间，决定了该点处可能聚集的沉积物的最大体积。如果没有足够的沉积物输入到该地理位置处，那么该处实际堆积的沉积物体积将小于有效空间❶。相反，如果被运到该位置处的沉积物多于可被容纳的空间，那么，这些多出的沉积物将向海方向被进一步分配和堆积。潜在可容纳空间与在可利用的空间中实际堆积的沉积物体积之间的这种平衡，被定义为“实际可容纳空间”（或译可实现的可容纳空间，realized accommodation），它等于潜在可容纳空间减去其中未被充填的空间。尽管在所有海相盆地中总是有比可被沉积物充填部分体积更大的空间，然而只有其中的实际可容纳空间才具有地质意义。

在海岸平原到浅海陆架环境内不同位置沉积物的实际分布类似于传送带把物质输送到贮水槽（图 22-9）。在一个二级周期时间跨度内（大约 3 到 5Ma），气候和相应的剥蚀速率可能基本保持不变。即使在物源区，如由于构造抬升或冲断席的侵位，剥蚀速率是瞬时增加的，在二级旋回时间跨度内，它们的随后降落也会很少。因此，在 3 至 5Ma 期间，河流从流域盆地带到海岸平原的沉积负载基本上是常数。通过类比，传送带以一个稳定速率把物质运到一个贮水槽。该贮水槽又将其物质再向另一些贮水槽分配，结果靠该贮水槽最近的贮水槽将首先被沉积物注入和充填，而这个贮水槽移出的沉移物输送到更远一些贮水槽的过程将被逐个延迟。从沉积体系的角度来看，上述第一个贮水槽位于海岸平原上坡地区。依类比，沉积物堆积将首先在海岸平原上达到潜在可容纳空间所规定的极限，多出的沉积物则向海被冲蚀到更远的环境中去。此后，沉积物才向滨海、临滨以及浅海陆架环境供应，其中每一个

❶即指潜在可容纳空间。——译者

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

环境逐渐地被充填至其各自实际可容纳空间的极限。

以上说明，在一个盆地内进积事件分级式叠加的几何关系受潜在可容纳空间随时间、地理位置的变化所控制。实际可容纳空间是潜在可容纳空间中这些地理位置变化的沉积响应。任一地理位置处实际堆积的沉积物体积，可能表现为一种垂直于滨线、从海岸平原延伸到浅海陆架的实际可容纳空间的梯度变化。由于该梯度随时间发生变化，结果不同相带内沉积的沉积物的体积不同。我们的模型预示出在单独一个进积事件内，不同相域的实际可容纳空间由该事件在更高级别叠加模式中的位置所决定。在向陆步进事件中，当长周期海平面上升速率为最大值时，实际可容纳空间梯度指向陆地方向（图 22–10（b）），结果同该级别的其他进积事件相比，其沉积物堆积在海岸平原的比例，比堆积在海滨的更大。在向海步进事件中，当长周期海平面下降速率为最大值时❶实际可容纳空间梯度指向海的方向（图 22–10（d）），与向陆步进和垂向迭加进积事件相比，其沉积物堆积在临滨的比例要比堆积在海岸平原的比例更大。在垂向叠加事件中，实际可容纳空间梯度则近于对称（图 22–10（a），（c））。

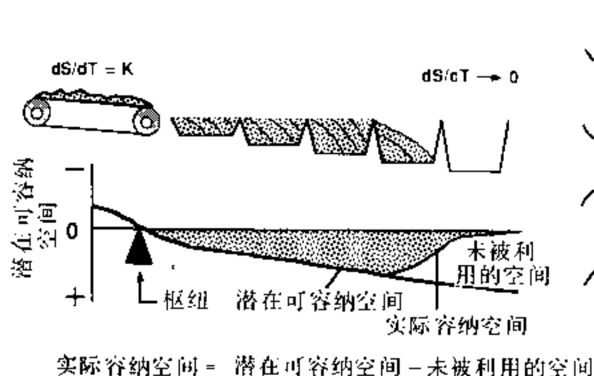


图 22–9 用以一恒定速率向贮水槽传送沉积物的传送带来类比说明潜在可容纳空间与实际可容纳空间之间关系的示意图

其中，沉积物从第一个贮水槽向另外一些朝海的方向潜在可容纳空间逐渐增大的容器中再分配。相比之下，实际可容纳空间向海的方向起先增加后来则减小

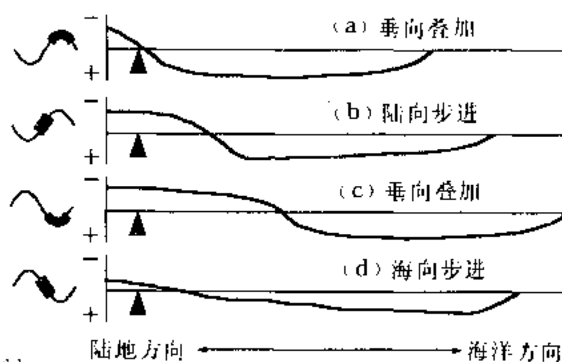


图 22–10 根据进积事件在二级旋回分级式叠加模式中所处位置的变化对其实际可容纳空间梯度变化的预测模型

在长周期海平面上升最大速率期间（b），实际可容纳空间梯度向陆地方向迁移；在长周期海平面下降最大速率期间（d），实际可容纳空间梯度向海方向迁移，在垂向叠加进积事件中，从海岸平原到临滨其实际可容纳空间梯度近于相等

与进积事件之间这些实际可容纳空间梯度的变化相伴的是地层结构以及在相同相域内所含沉积物的体积、厚度和侧向分布的变化（图 22–1）。同垂向叠加事件相比，向海步进事件厚度薄且侧向分布广泛，而向陆步进事件则厚度大且侧向分布受限。在向海步进事件及其向最大海退期垂向叠加事件过渡过程中，海岸平原相带厚度薄且平行于沉积斜坡广泛分布，而临滨相带则相对较厚且侧向分布相对受限；相比之下，在从最大海退期向陆步进事件过渡过程中，海岸平原相带厚，其侧向分布可能广泛，而几乎等厚的临滨相带则侧向受限；在向陆步进事件及其向最大海进期垂向叠加事件过渡过程中，海岸平原相带广泛展布，而临滨相带则厚度薄且侧向分布受限；在从最大海进期间向海向步进事件过渡过程中，海岸相带厚度薄而临滨相带分布广。

❶指绝对值为最大值。——译者

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

总之，数值模型预示，相应于单一进积事件在迭加级次内的不同位置，沉积物体积不等地进入不同的相带中去。这种体积的不等是不同周期、振幅的海平面变化同构造沉降相叠加所产生的潜在可容纳空间随地理位置不同而变化的直接产物。由模型所预示出的这些关系，可以根据特定相带内观察到的沉积物体积及其分布情况而加以验证。美国西部内陆晚白垩世地层进积事件中观察到的煤层分布状况，为上述模型预测提供了这种验证实例。在海岸平原中煤是对大潜在可容纳空间的非常灵敏的标志。如果其它因素不变，比如地下水位保持季节性稳定，同时生成泥炭的泥潭中没有碎屑沉积物注入，那么泥炭的保存要求大的潜在可容纳空间。

四、观察到的煤层分布情况

我们认为，发育在三级旋回垂向叠加进积事件内临滨台地顶部和向陆一侧的大规模煤炭的产生，是特定相带之间实际可容纳空间的差异造成的，这种差异是单个进积事件在四级旋回分级式叠加模式中所处位置的函数。在三级旋回中代表沉积物垂向叠向加积最大潜力与可能得到的沉积物之间处于平衡状态的那些部位上，发育了大规模的煤炭沉积。当注入到某特定地理位置上的沉积物沉积速率与该处大潜在可容纳空间相平衡时，该处沉积物垂向加积的最大潜力才得以实现。

沿美国西部内陆水道海岸平原堆积的白垩纪煤炭沉积，发育于许多进积单元内滨岸相顶部和向陆一侧，而不论这些进积单元在三级周期中所处的位置如何。可是其中分布最广、发育最厚的煤炭沉积，则限于垂向叠加进积事件，它们标志着海进和海退的最大期的特征。

Ryer（1984）总结了犹它州大规模煤炭沉积与其在三级旋回地层格架中所处位置之间的联系。其中与最大海进期垂向叠置的进积事件有关的大规模煤炭沉积包括有 Kolob–Alton（Dakota 组砂岩）和 Kaiparowits（陡崖组）煤田。与最大海退期垂向叠置的进积事件有关的大规模煤炭沉积包括有：Henry 山脉（Ferron 砂岩组）、Emery（Ferron 砂岩组）和 Wasatch 高原深部（Plateau Deep）（Emery 砂岩组）等煤田的煤炭沉积。这些煤田代表了犹它州已知白垩纪煤炭资源 60%。

据 Ryer 研究（1981），Ferron 砂岩组由最大海退过程中沉积的一系列向海步进、垂向叠加事件在分级叠加模式中所处的不同位置，Ferron 砂岩组在煤炭发育方面表现出显著的差异性（图 22–11）。尽管在 Ferron 砂岩组中所有的 9 个进积事件中都有煤的发育，但是其中最薄、最不连续、且质量总是最差的煤层，却都位于向海和向陆步进事件单元内；而质量较好、厚度较大、分布较广的煤层，则都发育在其中的 6 个垂向叠加事件中。其中体积最大的煤层出现在上部两个事件中，它们代表垂向叠加阶段的终结。这两个事件发生在海岸平原中的潜在可容纳空间处于极大值时，但是发生在作为下一个向陆步进进程事件的起点并淹没了该地区海岸平原的长周期海平面上升达到最大速率之前。

在垂向叠加进积事件内发育大规模煤炭沉积的其他实例还见于落基山区南部。Fassett 和 Hinds（1971）探讨过 San Juan 盆地中 Fruitland 组和 Pictured Cliffs 砂岩组内煤的发育情况。他们指出，虽然在大多数向海步进进积事件内都有煤的发育，但是厚度最大、分布最广的煤炭沉积却都发育在最大海进期的垂向叠加进积事件内。这些煤厚达 9m（30ft）而且平行于海岸延伸。Beaumont 等人（1971）曾对 Gallup 煤田 Mesaverde 群中滨线运动方向的三次重大转变进行过描述。再次发现，最好的煤炭沉积发育在垂向叠加进积事件内，尽管

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

有少数煤层出现于最大进积事件中。这些煤堆积于边缘海沉积向陆最远位置附近及由此向陆一方的沼泽里。

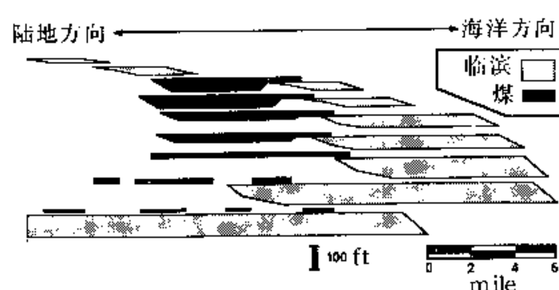


图 22-11 Ferron 砂岩组中煤层位置示意横剖面图（据 Ryer，1981）

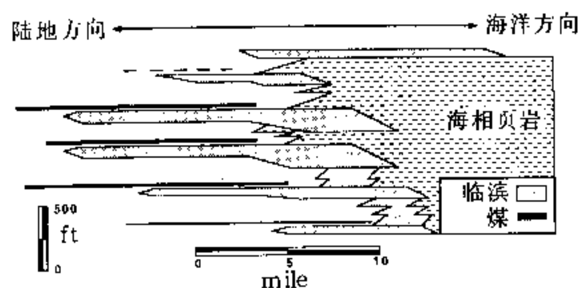


图 22-12 石泉组三角洲前缘砂岩上覆煤层位置示意横剖面图（据 Levey，1985）

落基山区中部大规模的煤炭沉积，为煤炭发育与其在地层结构中的位置的关系提供了又一些实例。Levey（1985）曾把煤炭沉积同怀俄明州绿河盆地石泉组（Rock Springs）内三角洲的活跃进积联系起来。他的地层剖面（图 22-12）中显示出，厚度最大、分布最广的煤层产于石泉组下部四分之三内各进积事件的顶部。虽然这些事件基本上是垂向叠加的，但它们趋向于随时间微微地向陆地方向步进。这种几何形态指示了在海岸平原内潜在可容纳空间的长期增加。在石泉组顶部，发育较薄的进积单元和较薄的煤层，它们标志着海向步进进积事件的开始和海岸平原内潜在可容纳空间相应地逐渐减小。

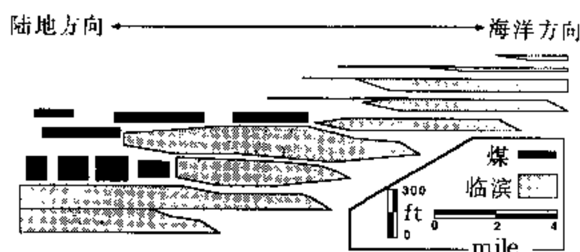


图 22-13 Adaville 组内煤层发育位置示意横剖面图（据 Lawrence1982）

Lawrence（1982）描述过怀俄明州 Adaville 组内煤层的发育情况。它们发育于一系列进积事件中，从稍微向海步进开始，终止于显著海向步进模式（图 22-13）。在相继进积单元的厚度以及每个进积事件中伴生的煤层厚度上，有一相应的减少。这种几何形态是在从长周期海平面最大期到其下降拐点之间的时期内潜在可容纳空间在海岸平原内逐渐减小的结果。

五、讨论和总结

过去几十年的研究表明，美国西部内陆上白垩统地层中厚度最大、分布最广的煤层一般集中于垂向叠加进积事件内。本文中所描述的数值模型为这种观察提供了一种解释。这些模型预示出，对应于某一进积事件在三级旋回分级叠加方式中所处的位置，该事件期内沉积的沉积物体积被有规律地分配到不同的相域中去。这种分配是因为可能聚集沉积物的潜在可容纳空间或累计潜在空间随地理位置发生的变化造成的。在浅海到海岸平原环境中，海平面变化同构造沉降之间的互相作用，使得海岸平原处的潜在可容纳空间随时间相应地增加或减

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

小。垂直于岸线的梯度变化被确立如下：当长周期海平面上升速率为极大值时，海岸平原中增加的潜在可容纳空间使得相应更多的沉积物在此堆积；当长周期的海平面下降速率达极大值时，在海岸平原的潜在可容纳空间相应地减小，梯度指向海的方向。这就限制了可能堆积于海岸平原处的沉积物数量，从而使相应更多的沉积物在临滨发生堆积。在二级旋回中，那些标志沉积物垂向加积最大潜力和沉积物积物供应之间达到平衡的位置处，发育大规模煤层。而只有当海岸平原的大潜在可容纳空间与沉积物注入速率之间达到平衡时，这种最大潜力得以实现。

（洪卫东译）

参 考 文 献

ALLEN, P., 1964, Sedimentologic models: Journal of Sedimentary Petrology, v. 34, p. 289–293.

ANDERSON, E. J. AND GOODWIN, P. W., 1980, Application of the PAC hypothesis to limestones of the Helderberg Group: Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Eastern Section, Field Trip Guidebook, 32 p.

BEAUMONT, E. C., SHOMAKER, J. W., AND KOTTLOWSKI, F. E., 1971, Stratidynamics of coal deposition in southern Rocky Mountain region, U.S.A., *in* Shomaker, J. W., Beaumont, E. C., and Kottlowski, F. E., eds., Strippable Low-Sulfur Coal Resources of the San Juan Basin in New Mexico and Colorado: New Mexico Bureau of Mines and Mineral Resources Memoir 25, p. 175–185.

BUSCH, D. A., 1959, Prospecting for stratigraphic traps: American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v. 43, p. 2829–2843.

———, 1971, Genetic units in delta prospecting: American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v. 55, p. 1137–1154.

———, 1974, Stratigraphic traps in sandstones—Exploration techniques: American Association of Petroleum Geologists Memoir 21, 174 p.

BUSCH, R. M., AND WEST, R. R., 1987, Hierarchal genetic stratigraphy: A framework for paleoceanography: Paleoceanography, v. 2, p. 141–164.

CROSS, T. A., 1986, Tectonic controls of foreland basin subsidence and Laramide style deformation, western United States, *in* Allen, P. A., and Homewood, P., eds., Foreland Basins: International Association of Sedimentologists Special Publication 8: Blackwell Scientific Publications, Oxford, p. 15–39.

FASSETT, J. E., AND HINDS, J. S., 1971, Geology and fuel resources of the Fruitland Formation and Kirtland Shale of the San Juan Basin, New Mexico and Colorado: U.S. Geological Survey Professional Paper 676, 76 p.

FRAZIER, D. E., 1974, Depositional-episodes: Their relationship to the Quaternary stratigraphic framework in the northwestern portion of the Gulf Basin: University of Texas at Austin, Bureau of Economic Geology, Geological Circular 74-1, 28 p.

GOODWIN, P. W., AND ANDERSON, E. J., 1985, Punctuated aggradational cycles: A general hypothesis of episodic stratigraphic accumulation: Journal of Geology, v. 93, p. 515–533.

HANCOCK, J. M., AND KAUFFMAN, E. G., 1979, The great transgressions of the Late Cretaceous: Journal of the Geological Society of London, v. 136, p. 175–186.

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

JORDAN, T. E., 1981, Thrust loads and foreland basin evolution. Cretaceous, western United States: American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v. 65, p. 2506–2520.

KAUFFMAN, E. G., 1980, Major factors influencing the distribution of Cretaceous coal in the Western Interior United States, *in* Carter, L. M., ed., Fourth Symposium on the Geology of Rocky Mountain Coal Proceedings: Colorado Geological Survey, Resource Series 10, p. 1–3.

LAWRENCE, D. T., 1982, Influence of transgressive-regressive pulses on coal-bearing strata of the Upper Cretaceous Adaville Formation, southwestern Wyoming, *in* Gurgel, K. D., ed., Fifth Symposium on the Geology of Rocky Mountain Coal Proceedings: Utah Geological and Mineral Survey Bulletin 118, p. 32–49.

LEVEY, R. A., 1985, Depositional model for understanding geometry of Cretaceous coal: Major coal seams, Rock Springs Formation, Green River basin, Wyoming: American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v. 69, p. 1359–1380.

MCGHEE, G. R., AND BAYER, U., 1985, The local signature of sea-level changes, *in* Bayer, U., and Seilacher, A., eds., Sedimentary and Evolutionary Cycles: Springer-Verlag, Berlin, p. 98–112.

MCGOOKEY, D. P., 1972, Cretaceous System, *in* Mallory, W. W., ed., Geologic Atlas of the Rocky Mountain Region: Rocky Mountain Association of Geologists, p. 190–228.

MORROW, D. W., 1986, The sea-level rise staircase on continental margins and the origin of upward-shoaling carbonate sequences: Bulletin of Canadian Petroleum Geology, v. 34, p. 284–285.

PITMAN, W. C., III, 1978, Relationship between eustacy and stratigraphic sequences of passive margins: Geological Society of America Bulletin, v. 89, p. 1389–1403.

RAMSBOTTOM, W. H. C., 1979, Rates of transgression and regression in the Carboniferous of NW Europe: Quarterly Journal of the Geological Society of London, v. 136, p. 147–153.

RYER, T. A., 1981, Deltaic coals of Ferron Sandstone Member of Mancos Shale: Predictive model for Cretaceous coal-bearing strata of Western Interior: American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v. 65, p. 2323–2340.

———, 1984, Transgressive-regressive cycles and the occurrence of coal in some Upper Cretaceous strata of Utah, U.S.A., *in* Rahmani, R. A., and Flores, R. M., eds., Sedimentology of Coal and Coal-Bearing Sequences: International Association of Sedimentologists Special Publication 7: Blackwell Scientific Publications, Oxford, p. 217–227.

SEARS, J. D., HUNT, C. B., AND HENDRICKS, T. A., 1941, Transgressive and regressive Cretaceous deposits in southern San Juan basin, New Mexico: U.S. Geological Survey Professional Paper 193-F, p. 110 121.

SLOSS, L. L., 1962, Stratigraphic models in exploration: American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v. 46, p. 1050–1057.

SWIFT, D. J. P., THORNE, J. A., AND NUMMEDAL, D., 1985, Sequence stratigraphy and petroleum exploration in a foreland basin: Inferences from the Cretaceous Western Interior: 17th Annual Offshore Technology Conference, Proceedings, v. 1, p. 47–54.

VAIL, P. R., MITCHUM, R. M., AND THOMPSON, S., III, 1977, Seismic stratigraphy and global changes of sea level, part 4: Global cycles of relative changes of sea level, *in* Payton, C. E., ed., Seismic Stratigraphy—Application to Hydrocarbon Exploration: American Association of Petroleum Geologists Memoir 26, p. 83–98.

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

Van Wagoner, J. C., 1985, Reservoir facies distribution as controlled by sea-level change (abst.): Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Mid-Year Meeting, Golden, Colorado, p. 91–92.

Weimer, R. J., 1960, Upper Cretaceous stratigraphy, Rocky Mountain area: American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v. 44, p. 1–20.

———, 1984, Relation of unconformities, tectonics, and sea-level changes, Cretaceous of Western Interior, U.S.A., *in* Schlee, J. S., ed., Interregional Unconformities and Hydrocarbon Accumulation: American Association of Petroleum Geologists Memoir 36, p. 7–35.

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

第二十三篇　海平面变化与深海扇体系中浊流事件的时间

V.Kolla and D.B.Macurda, Jr.

摘要　虽然海平面低水位期极有利于深海扇体系的发育，但这些体系中浊流事件的时间和类型可能不仅取决于海平面的变化，而且还取决于盆地提供的沉积物性质、构造背景、盆地的规模和坡度。因而，在有着陡坡度、处于陆壳或过渡洋壳、或沿邻近沉积物源并能供给粗粒沉积物的活动大陆边缘上，孤立于上倾方向水道或峡谷的无水道的浊积砂质朵叶体，可以在海平面低水位期沉积下来，依附水道的砂质朵叶体和水道天然堤复合体则可在这些盆地的海平面上升期沉积下来。相反，在有着平缓坡度、远离沉积物源并以细粒沉积物供给为主的大洋盆地的被动边缘上，一些大的扇体系中，如印度扇，在海平面低水位期和某种程度上的高水位期，可发育依附水道的朵叶体和水道天然堤、漫岸物的复合体。

一、前　　言

众所周知，在地质记录中，海平面的变化明显地影响深水浊流和扇体系的发育，但我们认为，另外还有两个因素——所供给沉积物的类型和数量与区域的构造和地质背景——也控制着扇体系种类的发育（Stow 等，1983—1984）。构造和地质变量包括下列因素：大陆边缘的类型；内陆、陆架—陆坡和盆地区的隆起和构造背景；物源区至陆架—陆坡区的距离；陆架—陆坡区的宽度和坡度；以及盆地的大小、坡度和地貌。影响浊流体系发育的次要因素包括物源区气候条件与植被情况、海平面变化期的雪融水或高峰雨期的时间。

在这里，我们首先回顾 Mitchum（1984，1985）、Mutti（1985）、Posamentier 和 Vail（本书）的新的浊流或扇模式，然后着重讨论印度洋西北部的阿拉伯海印度扇和大西洋东北部 Porcupine 盆地（Seabight）的古新世—始新世深海扇的内部构造和沉积模式。从这些扇模式的对比中，我们来说明在不同的浊积（扇）体系中，浊流事件的时间和类型可以是不同的，并且说明可能引起这些差异的某些因素（而不仅仅是海平面）。

二、Mutti 和 Mitchum 的扇模式

Mutti（1985）对西班牙的 Hecho 组露头和意大利的一些沉积盆地的研究作了概括，并区分出了三类浊流体系，即Ⅰ类、Ⅱ类和Ⅲ类（图 23−1）。他强调了在这些浊流体系发育中海平面变化的作用。在Ⅰ类体系中，在低水位期，大量的浊流主要通过上扇将沉积物搬运到下扇，并沉积为外扇的无水道砂质朵叶体（图 23−1）。Ⅰ类体系对应于 Mutti（1979）的高效率扇的类型。当海平面上升时，浊流体积减小，如果其它变量保持不变，则这种减小将导致水道砂体在上扇中和附随朵叶体在外扇（下扇）中沉积（图 23−1）。这些伴有水道的朵叶体（Ⅱ类体系）对应于 Mutti（1979）的弱效率扇。在高水位期，小体积的浊流主要在上扇形成水道天然堤复合体（Ⅲ类体系）（图 23−1）。Mutti（1985）认为，Ⅲ类体系是现代扇河堤（水道天然堤）复合体的古代等同物。但是，Mutti（1985）的河堤复合体普遍较小，主

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

要限定在上扇。依据Mutti的意见，陆坡和上扇区以形成于低水位期、具较粗滞留沉积物的大型侵蚀峡谷为特征，相当于Ⅰ类体系。随着海平面的上升，侵蚀峡谷被滑塌物和泥石流沉积物所充填；更重要的是，被堆积于无堤小河道中的透镜状砂体所充填，相当于Ⅱ类体系；最后一种是被一些相当于Ⅲ类体系的小的有堤河道沉积物所充填。在下扇中，Ⅱ类和Ⅲ类体系的沉积物与Ⅰ类沉积物之间表现为下超或上超关系。

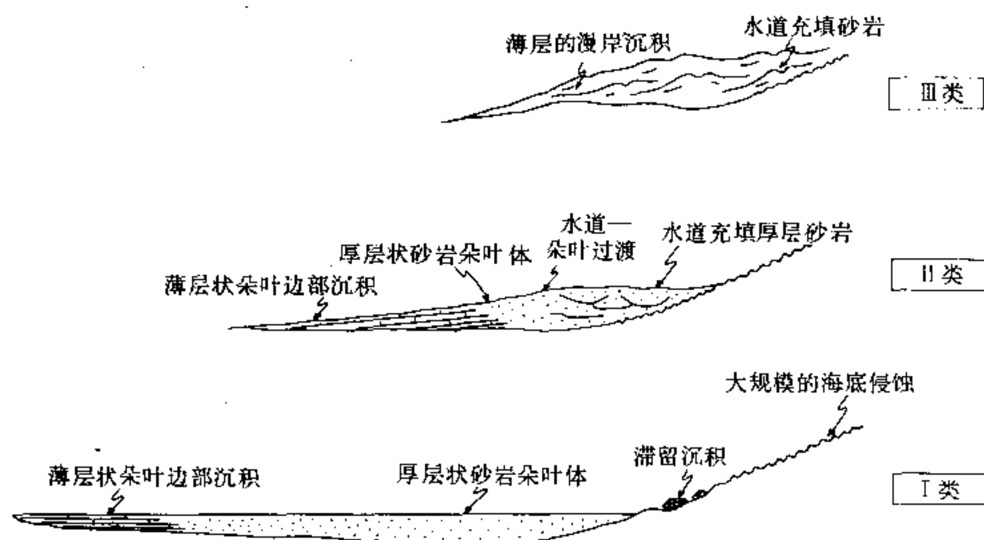


图23-1　浊流沉积体系的类型

这些体系依据砂质沉积区而言是互不相同的

Mitchum（1984，1985）提供地震证据表明，一些地下扇体系中的下扇浊积朵叶体沉积于低水位期❶（图23-2）。Mitchum的模式类似于Mutti（1985）的模式，暗示着在低水位期上扇峡谷是一个侵蚀区，是大多数沉积物过路冲蚀的区域。下扇朵叶体的地震反射结构相对于扇以前的表面表现为双向下超，这些朵叶体对应于Posamentier和Vail（本书）的低水位扇和Mutti的Ⅰ类浊流体系。另外，Mitchum（1984，1985）提供材料证实，在海平面上升初期❷，河堤复合体沉积于上扇中，与先前低水位时沉积的下扇朵叶的关系表现为上超或下超。这些河堤复合体可延伸到下扇，并覆盖于下扇朵叶体上（图23-2）。河堤复合体显示为上凹地震反射结构。依据Posamentier和Vail（本书）的意见，河堤复合体是低水位楔沉积的一部分，相当于Mutti（1985）的Ⅱ类和Ⅲ类体系。随着海平面的进一步上升，作为在低水位期向扇体输送沉积物和作为一个侵蚀带的峡谷，被细粒沉积物相继回填。Mitchum（1985）所报道的这些扇体系在规模上与Mutti（1985）所提到的相近或略小，适用于这些扇体系的模式，即使不完全相同，也是相似的。需要注意，作为地质文献中使用的术语，印度扇及其它深海扇中的“扇”这个词，有着地貌学的含意，它包括Posamentier和Vail（本书）的低水位扇和低水位楔两种沉积。因而，依据Posamentier和Vail的概念，低水位扇

❶全球海平面高速下降，造成对某一给定盆地沉降条件下的最大海面降落（Posamentier和Vail，本书）。

❷全球海平面低速下降或者全球海平面上升初期阶段，造成对某一给定盆地沉降条件下的海平面相对上升（Posamentier和Vail，本书）。

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

只属于深海扇发育中的一个阶段。

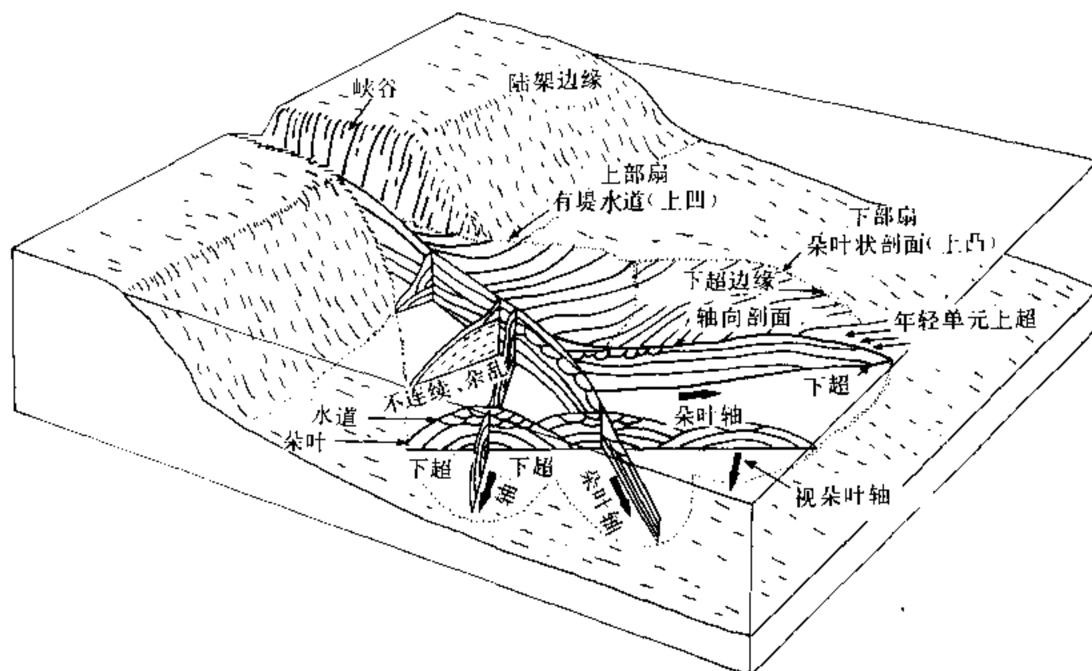


图 23-2　概念化的峡谷扇体系的地震相图（据 Mitchum1984，1985）

海平面低水位期在下扇中沉积的朵叶体是丘状的（上凸），具双向下超反射结构，上覆的朵叶体是向上可延续到上扇有堤河道的水道。河堤以上凸反射结构为其典型特征，河堤复合体主要是海平面上升期和高水位期沉积的

随着海平面由低水位向着高水位上升，浊流活动能力和沉积物颗粒一般说来确实减小了，至少在更新世是如此。但海平面是影响浊流沉积作用的几个因素之一（Stow 等，1983—1984）。在涉及海岸上超（Posamentier 和 Vail，本书）的不同构造背景的盆地中，由高分辨率生物地层研究支持的浊流体系的精确三维作图，将帮助评估不同变量的相对重要性。由于比例问题和现代扇、地下扇及露头扇研究技术上的固有限制和差异，对不同扇的特征不可能作严格地对比（Normark 等，1983—1984）。不过，有几个因素（而不只是海平面）可影响 Mitchum（1985）、Mutti（1985）及 Posamentier 和 Vail（本书）等人所讨论的浊流事件的时间和规模，指出这一点是不无助益的。

三、印　度　扇

印度洋西北部的印度扇在北部和东部邻接巴基斯坦—印度边缘和 Chagos—Laccadive 海岭，西部邻接 Owen—Murray 海岭，而南部则与中印度洋脊的一部分，即 Carlsberg 海岭邻接，印度扇的水深大约从 1400m 到 4600m。

自渐新世和中新世以来，印度河体系输送沉积物形成了印度扇。依据相当广阔的地震资料覆盖区，Kolla 和 Coumes（1987）、Coumes 和 Kolla（1984）以及 McHargue 和 Webb（1986）均证明，印度大陆架在过去存在着几条峡谷复合体，而上扇存在着供给河道，它们依次将沉积物输送到下扇。其中的一个峡谷模型示于图 23-4。印度陆架—陆坡上大多数现

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

代峡谷的平均宽度和深度（地形）分别是 8km 和 800m（Kolla 与 Coumes，1987）。印度陆架上的其它峡谷可观察到相似的规模。地震资料指示出，印度峡谷沉积充填由透明的低振幅的不连续反射带组成，偶尔有连续反射，它们以峡谷壁连续高振幅反射的终止为边界。在谷壁的两侧都没有天然堤（图 23-5）。

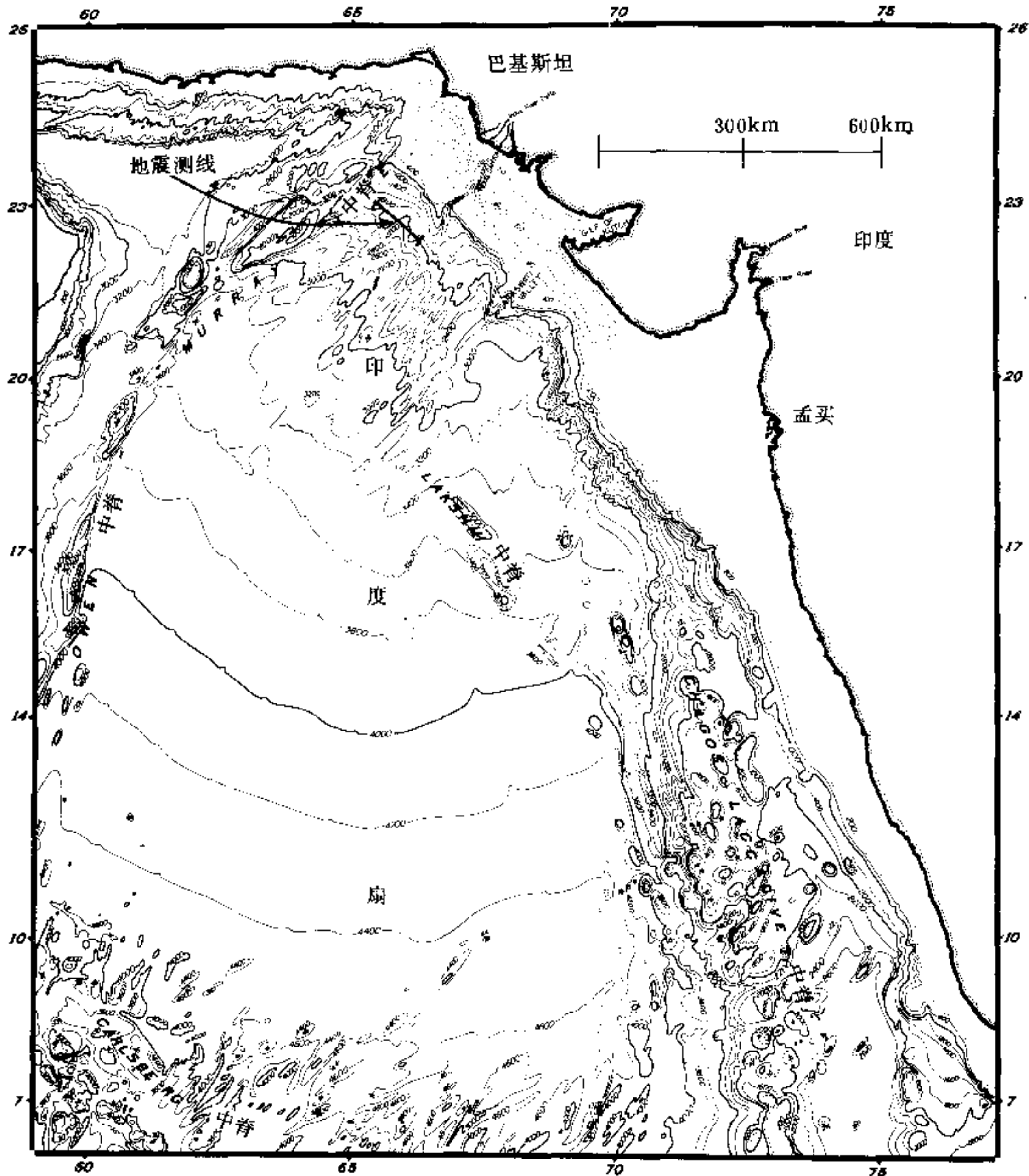


图 23-3　表明多道地震测线(图 23-6)位置的印度扇的海水测深图

谷壁由各种作用而形成（Shepard，1981）。印度峡谷的深度太大，不可能仅归因于海平面下降期的陆上河流的切割作用。低海平面期形成于河口的浊流引发峡谷切割作用是可能的（Shepard，1981），但我们并不认为这是印度扇峡谷形成的主要原因。我们猜想，峡谷

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

是在更新世的海平面下降期，在对应于河口附近的一个巨大的沉积中心的位置上，主要由陆坡上的块体滑塌而产生的。在随后的海平面上升期，通过后续的后退滑塌而生长，如同Colemen等人（1983）提出的Mississippi峡谷的成因那样。一旦峡谷形成，陆上下切河谷就可在海平面上升期引导着峡谷向回切割。峡谷高差可能通过陆架上的沉积作用和峡谷内部作用而相继增大。

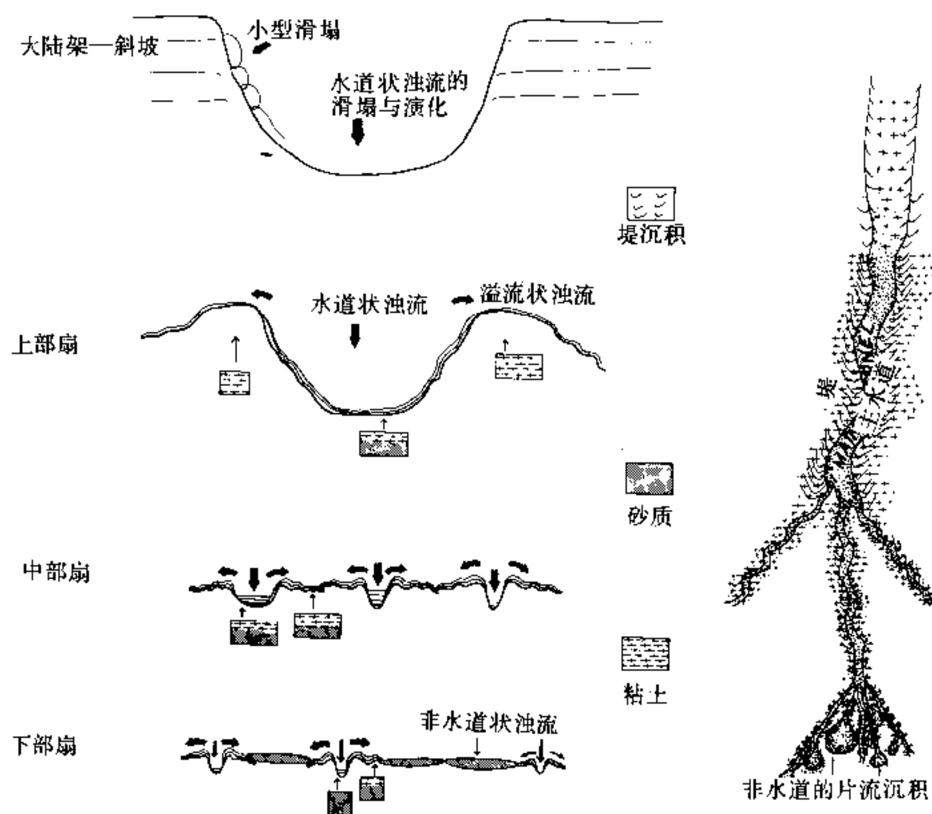


图 23—4 印度扇的沉积模式

横剖面说明沉积过程，平视图描绘印度扇不同区域的扇体地貌（根据 Kolla 与 Coumes 修改，1987）

大的浊流可能与低水位期峡谷切割引发的滑塌作用及峡谷内部和峡谷源头的其它作用有关。由峡谷切割作用所释放出的巨大的沉积物载荷，以及低水位期在峡谷源头由河流供给的沉积物，通过浊流由陆架—陆坡区搬运并沉积在扇上。陆架—陆坡上的峡谷基本上是沉积物的过路冲蚀带或夷平带（degradation）（图 23—5，McHargue 和 Webb，1986）。在海平面上升期和高水位期，峡谷充填是正常陆架作用过程的产物。峡谷充填主要由具有低振幅、不连续、透明的地震反射特点（相）的泥岩相组成。

从上述描述中可明显看出，印度峡谷沉积特征类似于 Mutti（1985）和 Mitchum（1984，1985）的陆坡和上扇区的峡谷特点。他们将其归因于海平面的变化。但印度峡谷沉积充填一般缺少小的有堤河道。

多道资料和电火花震源资料表明，在印度扇上部不同幕中，沉积了众多的大的河堤复合体（图 23—6）。天然堤可具有高于周围地表 200—300m 的高差，看来象是在低水位期与水

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

道同时发育的。在这些河堤复合体之下，没有广阔的侵蚀带(Mutti，1985)或地震上的杂乱沉积（Feeley 等，1985）。河道充填在底部为高振幅反射，上部覆盖着低振幅、不连续、透明地震相（图 23–5，图 23–6）。河道相两侧围以低振幅连续反射的楔状体和邻近河道的无反射带，远端变化为有着中等强振幅、连续反射特点的溢岸堤沉积（图 23–5，图 23–6）。当河道废弃后，就可能被邻近河道的溢岸沉积或半远洋沉积所充填，形成连续反射波。偶尔，在大的有堤河道复合体之上的沉积物与水体分界面处，可观察到非常小的有堤水道。

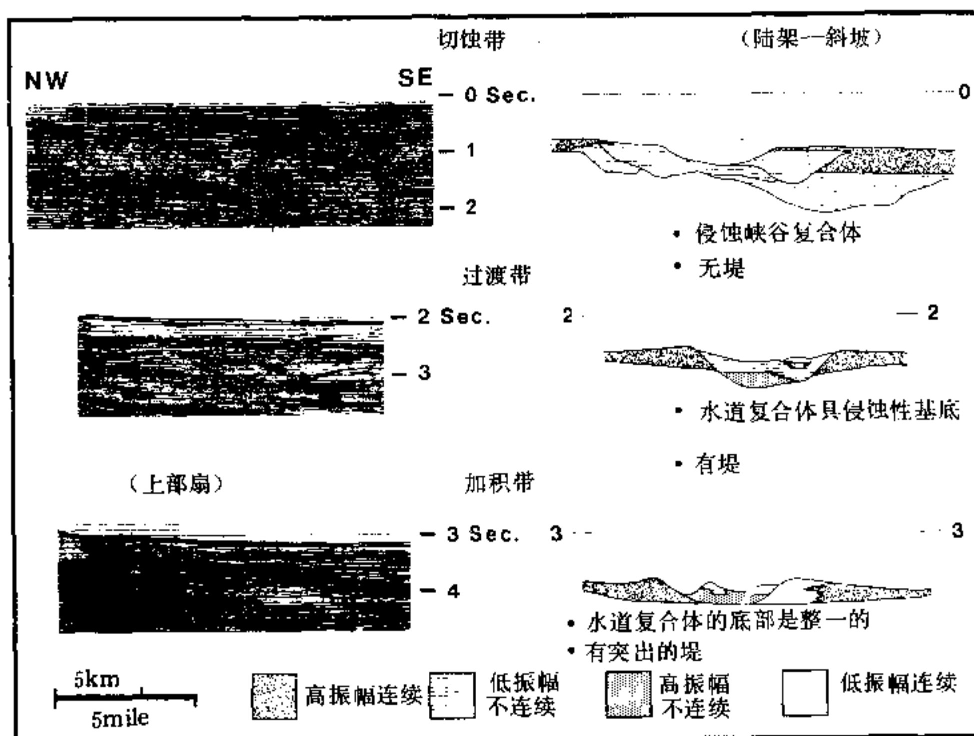


图 23–5 陆架—陆坡与印度扇上扇区的典型地震剖面（据 McHargue 与 Webb，稍作修改，1986）

水道浊流和漫岸溢流是印度扇上部（图 23–4）沉积作用的最重要机理，从而导致了上扇中除水道内存在粗粒沉积物外，以细粒沉积物占优势（Kolla 与 Coumes，1983—1984，1987）。因为上扇水道体系的深度和堤的高度超过了几百米，所以上扇中浊流水道肯定也有几百米厚。随着沉积物在天然堤的围限下向下搬运，河底和天然堤沉积继续向上增高。这样，上扇区成为一个加积带（图 23–5，McHargue 与 Webb，1986）。

印度扇河道的地震特点表明，沉积作用来自由强至弱的浊流、来自邻近水道的溢岸流、和来自与海平面变化有关的其它沉积作用。但并不如 Mutti 对上扇水道（峡谷）所假设的那样，这个地震特点并不能说明仅仅归因于海平面水位类型[1] 的沉积阶段。在印度扇上部，每一个河堤复合体下方广阔的侵蚀带的缺失及水道与堤的同时形成，都不符合 Mutti 和 Mitchum 的模式。

上扇加积带与陆架陆坡剥蚀带之间的区域是过渡性的，发育着带有侵蚀底面的有堤河

[1] 指高低水位。——校者

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

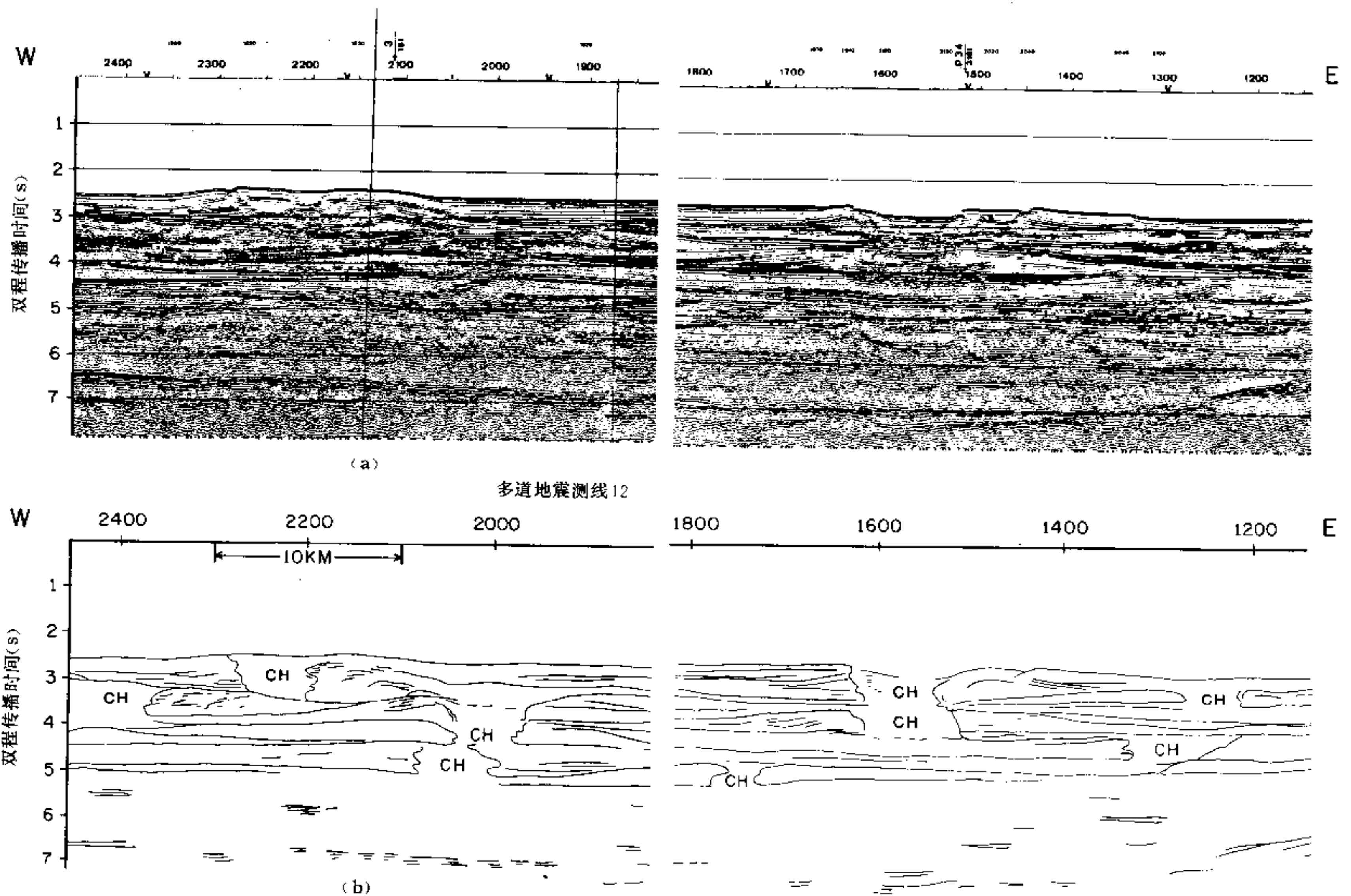


图 23-6　多道地震走向测线表明儿层垂向叠置的河堤复合体

CH＝侧翼有堤河道的位置。(a) 未解释的剖面，(b) 解释的剖面（据 Coumes 和 Kolla 修改）

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

道。此处的堤比上扇中的堤低一些。过渡带的河道充填由丰富的低振幅不连续地震相组成，通常夹有高振幅不连续反射波（图 23-5）。过渡带中的高振幅地震相不如加积的上扇普遍。过渡带中天然堤出现较晚，可能如同 Mutti（1985）和 Mitchum（1984，1985）所假设的那样，与低水位期河道形成之后海平面开始上升有关。但是，天然堤形成稍晚也可能是上扇区的加积作用和过渡带海底上倾方向的坡度持续降低造成的（McHargue 与 Webb，1986）。我们认为，印度扇上部的水道起始于过渡带。

与 Amazon 扇（Damuth 等，1983）类比，我们认为，水道在比较平缓的中扇区比在上扇区更为蜿蜒曲折（图 23-4）。中扇区的水道废弃和冲裂可能也是非常普遍的。随着水道的继续下延，天然堤变小，相应地减小了细粒沉积物的数量。作为细粒沉积物数量减小的结果，下扇中水道迂回曲折较小，但水道分支更多。一些水道延续全程直至下扇边缘，而另一些水道则终止于扇的不同地方（图 23-4，Kolla 与 Coumes，1987）。水道浊流和溢岸流在持续的河道中仍然起着突出的作用。无水道的浊积片流沉积作用是消亡的河道前侧的主要沉积机理。但是，在下扇中的无水道沉积比天然堤沉积更富含砂质，并可在高分辨率地震记录中产生一种极暗的反射特征。无水道沉积看来位于成层性较好的邻近水道的天然堤沉积之上或之下。岩心资料表明，上部和下部扇区最新的浊流是在更新世的最晚期的冰川低水位期沉积的（Kolla 与 Coumes，1987）。大的河堤复合体与推断的明显依附于河道的无水道沉积的密切组合，相当于 Mutti（1985）的Ⅲ类和Ⅱ类体系。但 Mutti 的河堤复合体要小一些，而且局限在上扇区。

四、引起扇模式差异的因素

Mutti（1985）和 Mitchum（1984）概括出来的陆坡和上扇区从低水位期到高水位期的沉积阶段，主要存在于印度大陆斜坡上，并在一定程度上出现于印度扇上部与陆坡间的过渡带中。但在印度扇上部缺少了这些沉积阶段。虽然我们不能将这个时期印度扇中的浊流事件与这个时期的海岸上超曲线联系起来，但从上一节的讨论中可以看出，印度扇是由低水位楔（Posamentier 和 Vail，本书）或Ⅱ和Ⅲ类浊流体系（Mutti，1985）组成的。Ⅰ类浊流体系沉积在印度扇中可能是不明显的。与海平面有关的Ⅱ和Ⅲ类浊流体系的出现并不是印度扇所仅有的，而且可能适用于其它一些大的扇，如孟加拉扇和亚马孙扇。我们现在对印度扇和前面讨论过的其它扇模式的差异提出一些可能的解释。

印度扇大部分位于壮年期的被动印度大陆边缘以外的大洋盆地中。隆起的物源区喜马拉雅山远离盆地（1200km）（图 23-7），它通过印度河体系向印度扇输送沉积物。至少在更新世沉积作用时期，上扇的坡度非常小。Mutti（1985）所报道的浊流体系是在靠近盆地存在着隆起物源区的活动边缘上，一些相对小的、长条状的封闭沟谷或凹陷中沉积的。上扇区的盆地坡度可能比印度扇要陡一些。与 Mutti 的浊流体系（Nilsen，1984，Pickering 等，1986）相比，印度扇沉积物富含泥质，粒度变化较小。Mitchum（1984，1985）报道的地下扇要么沉积在内陆坡盆地，要么沉积在陆壳或过渡洋壳上、有着陡坡度的陆坡底部的小盆地中，它们可能含有比大的现代扇更粗的沉积物。我们根据坡度陡、沉积物粒度粗且变化和靠近物源推断，Mutti（1985）和 Mitchum（1984）研究过的一些盆地的沉积层序对一些即使是很小的海平面变化也是非常敏感的。当低水位期沉积物的大部分被搬运并沉积在下扇时，这些盆地的上扇区有较好的条件来发育不产生堤的广阔的侵蚀带。在具有无堤河道的广阔侵

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

蚀区这一点上，这些盆地的上扇区与印度扇上部上倾方向的大陆斜坡区相类似。在海平面上升初期和随后的高水位期，随着浊流体积和沉积物粒度的减小，天然堤沉积出现在Mitchum（1984，1985）和Mutti（1985）研究过的浊流体系中。另一方面，在低水位期由于高泥质含量和平缓坡度的综合优势，印度扇中河堤复合体较迅速地发育。因而，我们的地震资料说明，在低水位期，印度扇中沉积着伴生河道的朵叶体（Ⅱ类体系）和河堤复合体（Ⅲ类体系）。一旦开始形成，河堤复合体在海平面上升时期或高水位期可继续生长，特别是在印度扇上部。这样，就有可能出现一部分上扇比下扇更年轻。不过，由于受多幕沉积作用的影响，印度扇中难以看到Mitchum（1984，1985；Kolla和Coumes，1987）所证明的上部扇与下部扇沉积间的各种关系。但我们相信，在象印度扇这样的大的洋盆中，到下扇区需达数百公里的浊流搬运，只有通过有堤河道才能实现，而印度扇中这些河堤复合体主要发生在海平面低水位期。

一些影响浊流事件的时间与类型的其它因素，如海平面变化过程中重大雪融和降雨期的时间，沉积物中粘土矿物的种类，以及局部构造运动（隆起或沉降），都影响着扇的沉积作用。

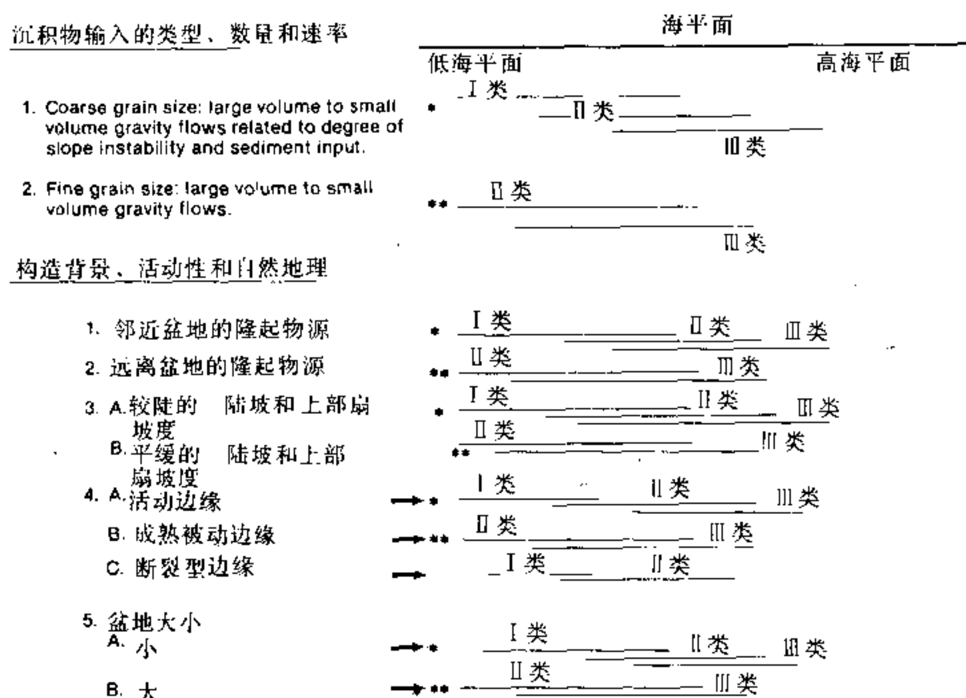


图 23−7 海平面状态，输入沉积物的类型与数量、构造背景、浊流事件的时间与类型

参见文章对浊流体系类型的解释。*具有与Mutti相似时间的体系；**具有与印度扇相似时间的体系

五、大西洋东北部 Porcupine 盆地中的一个深海扇

Porcupine 盆地（Seabright）位于大西洋东北部爱尔兰的西南，北部和西部与 Porcupine Bank 邻接，南部与 Goban Spur 相连（图 23−8）。在 Porcupine 盆地中有几个古新世

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

一始新世的深海扇复合体可以从多道地震资料的解释中识别出来。其中的一个扇复合体位于盆地的西北部（图 23–8），外形呈长条状（32—39km 长，26km 宽），走向北西一南东。图 23–9 中沿走向的多道地震测线显示了该 Porcupine 扇的结构。

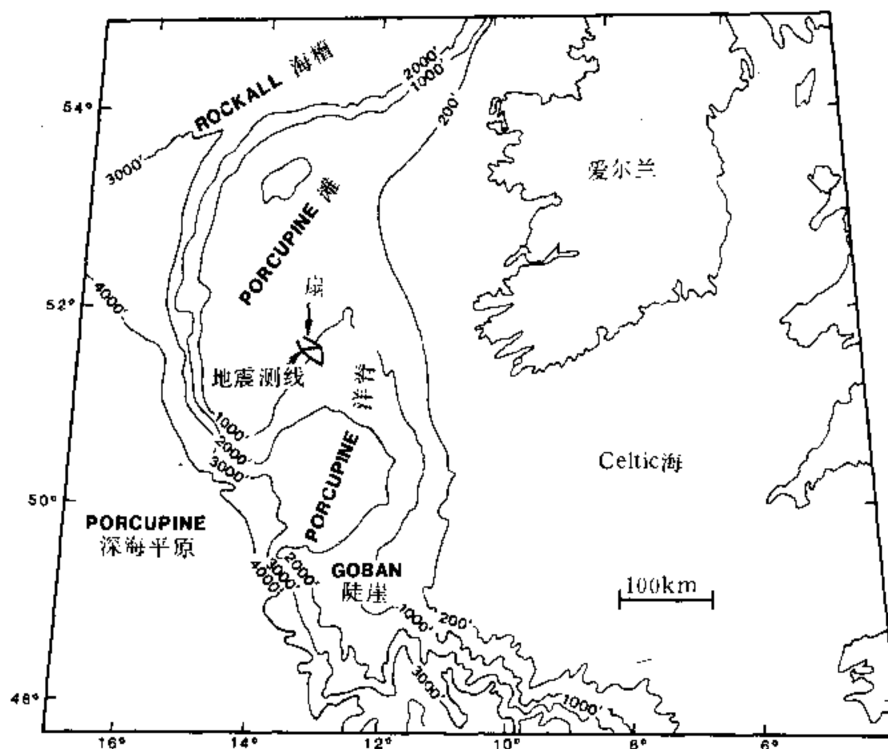


图 23–8　表明 Porcupine 扇和多道地震测线位置的北大西洋的 Porcupine Seabright（盆地）

Porcupine 扇从底部到顶部可划分出 4 个层序（Ⅰ、Ⅱ、Ⅲ和Ⅳ）（图 23–9）。层序Ⅰ是扇的最下部的一个单元，可在 Porcupine 盆地中完整的追综。它的外形基本上是向其顶部渐变为宽阔的丘形的席状体，其反射特点是均一的。这些特征可能指示了远端扇的片状水流沉积。层序Ⅱ也是席状的，与层序Ⅰ相比，分布比较局部，而且更显示为丘状。在局部地区，它有着迭瓦状斜层，也指示了主要来自无河道的片流沉积。在地震剖面的层序中，从乱岗状和丘状地形可推断出河道的存在。层序Ⅲ是表现河道特征（即在层序Ⅲ的 A 位置）的第一个单元。层序Ⅳ为高度河道化的；活跃于不同时期的不同的河道结构，可以从这个层序中识别出来。例如，B 处的河道比 C 处的河道活动时间早。层序Ⅳ的东半部分显示出复合河道现象。层序Ⅲ和Ⅳ中的河道可以向扇复合体的上倾区和下倾区延伸。上倾区的河道变得较少、较大而且有堤，而下倾区较小。层序Ⅲ和Ⅳ都是单独出现的和丘形的，它们的边界不象层序Ⅰ和Ⅱ的边界那样，不可能在盆地中从一个扇复合体追踪到另一个扇复合体。层序Ⅲ和Ⅳ看来主要形成于河道水流。层序Ⅲ和Ⅳ的累计厚度明显大于层序Ⅰ和Ⅱ的厚度，层序Ⅲ顶部沉积反映逐渐覆盖丘形扇体的被动充填相。

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

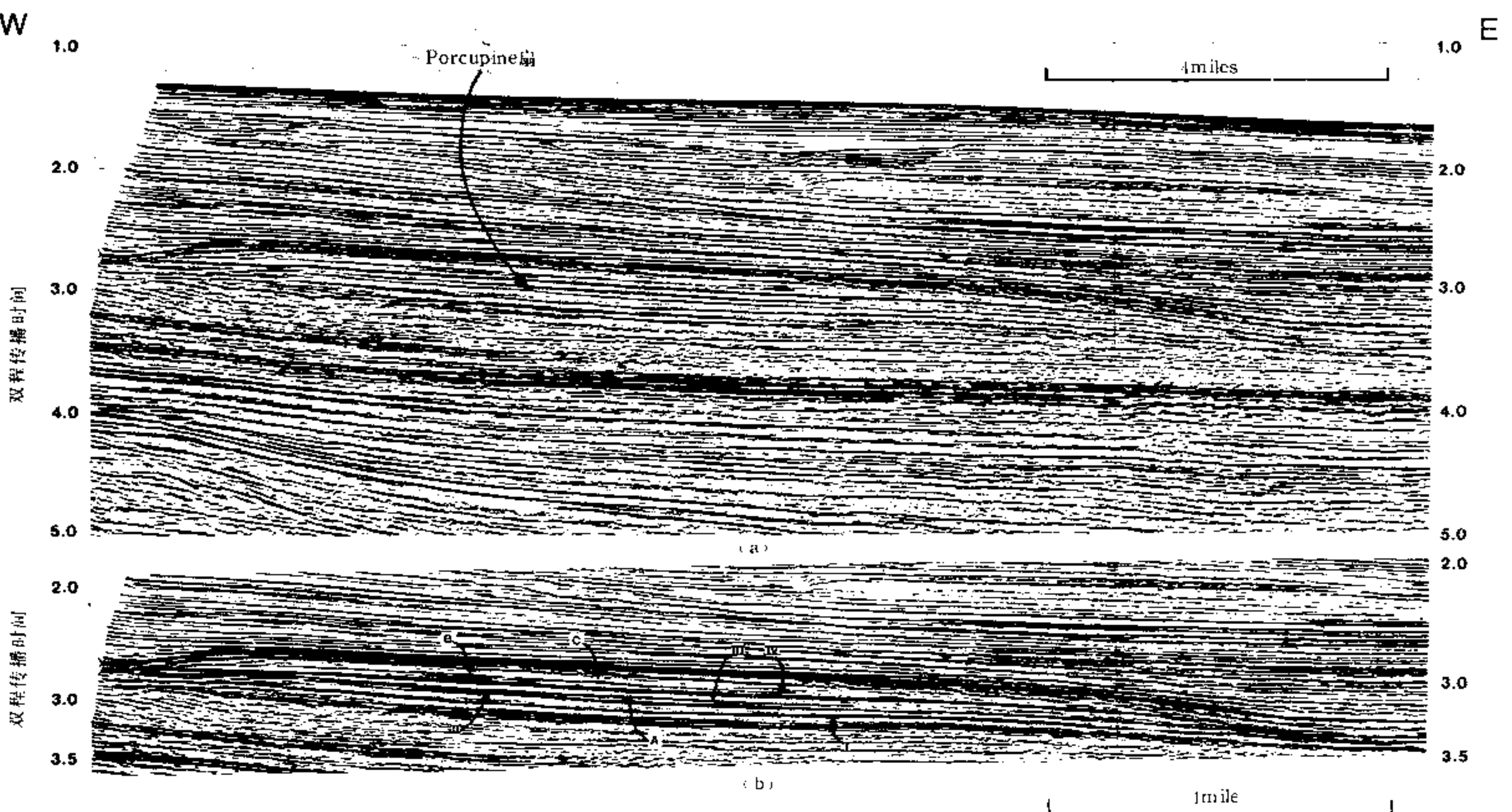


图 23-9　过 Porcupine 盆地 Porcupine 扇的多道地震走向测线的一段

(a) 未解释的地震剖面；(b) 图 (a) 中部分地震剖面的解释，说明扇层序 I、II、III和IV。(b) 中的 A、B 及 C 指示层序III和IV内水道结构实例的位置

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

河道化层序（Ⅲ和Ⅳ）覆盖于无河道层序（Ⅰ和Ⅱ）之上，可能反映了在各个扇的发育过程中浊流活动的增强，或者近源的扇相向着较远端扇沉积物的前积作用。它可能反映了在单个全球海平面变化周期内海平面下降和上升的时间（Posamentier 和 Vail；本书）。现在，我们不能将 Porcupine 扇层序同海岸上超曲线联系起来，因而也不能精确地确定层序沉积的时间与海平面的关系。Porcupine 扇上部的两个层序看来类似于 Mutti（1985）的Ⅱ和Ⅲ类浊流体系及类似于 Posamentier 和 Vail（本书）的低水位楔。因此，Porcupine 扇上部的两个层序可能形成于海平面上升期。进而，底部的两个层序可能相当于 Mutti（1985）的Ⅰ类浊流体系和 Posamentier 与 Vail（本书）的低水位扇。虽然在这两个层序中，一些丘状体很明显，但只有层序Ⅱ在分布范围上渐趋于局部；与层序Ⅰ相比，该层序可能更象低水位扇。不过，Ⅰ和Ⅱ两个层序中都缺少低水位扇的双向下超反射结构（Mitchum，1985）。而且，Porcupine 扇的整体丘形特征主要是河道化层序Ⅲ和Ⅳ造成的。

Porcupine 盆地最初形成于早白垩世北大西洋裂开的第二幕，而沉积充填发生于盆地裂开之后（Roberts 等，1981，Hubbard 等，1985）。我们从地震层序分析、Porcupine 盆地中扇复合体的位置及其北西—南东走向来推测，在古新世和始新世期间，沉积物获自 Porcupine 滩。因而物源区离盆地很近，但其地势可能是低的。我们联想到，Porcupine 扇的沉积特征可能介于印度扇和 Mutti（1985）与 Mitchum（1985）的浊流体系的特征之间。

六、结　论

如同 Mitchum（1985）、Mutti（1985）、Posamentier 与 Vail（本书）以及许多其他人一样，我们相信，海平面低水位期极有利于浊流或扇体系的发育。但不同浊流体系中浊流事件的类型和时间是变化的，其原因可能是由于构造背景、沉积物粒度、盆地大小、坡度等的差异，以及海平面的变化。因此，由任何一个浊流或扇体系建立起来的沉积模式，都不可能是普遍适用的。联系到海岸上超，在不同构造背景的盆地中进行浊流体系的三维作图（Posamentier 和 Vail，本书），对于评估不同因素在确定浊流事件的时间上的重要性是必要的。

（樊太亮译）

参 考 文 献

COLEMAN, J.M., PRIOR, D.B., AND LINDSAY, J.F., 1983, Deltaic influences on shelf edge instability processes, *in* Stanley, D.J., and Moore, G.T., eds., The Shelf Break: Critical Interface on Continental Margins: Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication 33, p. 121–137.

COUMES, F., AND KOLLA, V., 1984, Indus Fan: Seismic structure, channel migration, and sediment thickness in the upper fan, *in* Haq, B.V., and Milliman, J.D., eds., Marine Geology and Oceanography of Arabian Sea and Coastal Pakistan: Van Nostrand Reinhold, New York, p. 101–110.

DAMUTH, J.E., KOLLA, V., FLOOD, R.D., KOWSMANN, R.O., ONTEIRO, M., GORINI, M.A., PALMA, J.J., AND BELDERSON, R.H., 1983, Distributary channel meandering and bifurcation patterns on Amazon deepsea fan as revealed by long–range side–scan sonar (GLORIA): Geology, v. 11, p. 94–98.

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

FEELEY, M.H., BUFFLER, R.T., AND BRYANT, W.R., 1985, Depositional units and growth pattern of the Mississippi Fan, *in*Bouma, A.H., Normark, W.R., and Barnes, N.E., eds., Submarine Fans and Related Systems: Springer–Verlag, New York, p. 253–258.

HUBBARD, R.J., PAPE, J., AND ROBERTS, D.G., 1985, Depositional sequence mapping to illustrate the evolution of a passive continental margin, *in* Berg, O.R., and Wolverton, D.G., eds., Seismic Stratigraphy II: An Integrated Approach to Hydrocarbon Exploration: American Association of Petroleum Geologists Memoir 39, p. 93–116.

KOLLA, V., AND COUMES, F., 1983–1984, Morpho–acoustic and sedimentologic characteristics of the Indus Fan: Geo–Marine Letters, v. 3, p. 133–140.

———, AND ———, 1987, Morphology, internal structure, seismic stratigraphy, and sedimentation of the Indus fan. American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v. 71, p. 650–677.

MCHARGUE, T.R., AND WEBB, J.E., 1986, Internal geometry, seismic facies, and petroleum potential of canyons and inner fan channels of the Indus submarine fan: American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v. 70, p. 161–180.

MITCHUM, JR., R.M., 1984, Seismic stratigraphic criteria for recognition of submarine fans: Fifth Gulf Coast Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Research Conference, Program and Abstracts, p. 63–85.

———, 1985, Seismic stratigraphic expression of submarine fans, *in* Berg, O.R., and Woolverton, D.G., eds., Seismic Stratigraphy II: An Integrated Approach to Hydrocarbon Exploration: American Association of Petroleum Geologists Memoir 39, p. 117–138.

MUTTI, E., 1979, Turbidites et cones sous–marins profonds, *in* Homewood, P., ed., Sedimentation Detrique (Fluviatile, Littorale et Marine): Institute Geologique, Université de Fribourg, Switzerland, p. 353–349.

———, 1985, Turbidite Systems and their relations to depositional sequences, *in* Zuffa, G.G., ed., Provenance of Arenites, NATO ASI Series: Reidel Publishing, Holland, p. 65–93.

NILSEN, T.H., 1984, Models of ancient turbidite deposits: Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Short Course No. 14, p. 301–325.

NORMARK, W.R., E, MUTTI, AND BOUMA, A.H., 1983–1984, Problems in turbidite research: A need for COMFAN: Geo–Marine Letters. v. 3, p. 53–57.

PICKERING, K., COLEMAN, J., CREMER, M., DROZ, L., KOHL, B., NORMARK, W., O'CONNELL, S., STOW, D., AND MEYER–WRIGHT, A., 1986, A high sinuosity laterally migrating submarine channel–levee overbank: Results from DSDP Leg 96 on the Mississippi Fan, Gulf of Mexico: Marine and Petroleum Geology, v. 3, p. 3–18.

ROBERTS, D.G., MASSON, D.G., MONTADERT, L., AND De CHARPAL, O., 1981, Continental Margin from the Porcupine Seabight to the Armorican marginal basin, *in* Illing, V., and Hobson, G.D., eds., Petroleum Geology of the Continental Shelf of Northwest Europe: Heyden & Sons, London, p. 455–473.

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

SHEPARD, F.P., 1981, Submarine canyons: Multiple causes and long-time persistence: American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v. 65, p. 1062–1077.

STOW, D.A.V., HOWELL, D.G., and NELSON, C.H., 1983–1984, Sedimentary, tectonic, and sea level controls on submarine fan and slopeapron turbidite systems: Geo-Marine Letters, v. 3, p. 57–64.

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

第二十四篇　层序地层学概念在油气勘探中的最新应用

L.F.Brown，Jr.

目前，地层学正进行一场革命。在大学和国际石油公司里，正在对 Exxon 地质科学家于八十年代后期提出的旋回层序和体系域地层学概念进行世界范围的评价。这些研究的最终目的就是要验证海平面旋回，对所提出的有关从地震剖面、测井曲线和露头观察到的旋回层序沉积的构造控制和海平面升降控制的相互作用进行评价。进一步说，所提出的旋回的全球同时性正在争论之中，人们在做某种测试。提出的模式大大提高了储层、生油层、盖层及潜在地层圈闭的预测能力。建立在 60 年代发展起来的岩性成因沉积体系概念和 70 年代的地震地层学方法基础上的这场层序革命现在或很快会对大多数勘探学家和许多开发专家产生影响。本讲座的目的就是要介绍新概念的要点，提供正在进行的研究工作的成果以及评价和验证层序概念的正确性和潜在的用途。

第一部分，最新层序地层学概念的简要回顾：根据地震资料和井下／露头资料识别由不整合面所限定的岩性成因层序及其组成部分体系域，特别注重它们在预测油气潜在储量中的应用。

第二部分，得克萨斯州 Midland 盆地东侧上宾夕法尼亚系和下二叠系的测井曲线和露头分析实例：识别并圈定克拉通层序和体系域，建立它们与该地区内已证实的油气远景区间的关系。提出了一个层序地层沉积模式，并对其作了评价。

第三部分，南非共和国印度洋滨外被动大陆边缘白垩系地层的地震和钻井资料分析实例：在未勘探的被动大陆边缘盆地内，层序识别、对比、圈定展布范围，指出含油气远景区。推导了沉积层序模式并把层序和 Exxon 全球性旋回作了对比。不仅阐述了 Exxon 模式的变化引出的最新概念，而且回顾了层序概念用于勘探时出现的问题。

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

第二十五篇　层序地层学概念在南非滨外盆地勘探中的应用

L.F.Brown, Jr.

在同裂谷系内进行了20多年天然气勘探后，南非共和国国家石油公司Soekor有限公司于1987年在Bredasdorp盆地下白垩系裂谷后探区内出现双向下超丘状地震相地区首次发现了石油。为了在这一发现上投资，1987年8月给Soekor公司的职员开设了地震和层序地层学课程。并且从1987年11月初开始，在得克萨斯州的奥斯汀对Bredasdorp、Pletmos和West Coast（Orange River）盆地进行了连续4个月的层序地层学设计。从1987年至1989年两年中，12位Soekor公司的地球物理学家和地质学家利用现代化的地震和钻井资料深入细致地研究了这三个盆地。我们受命研究岩性格架，它可用于综合钻井结果，它的重点是有远景的深水目的层。为了给三型钻机钻探方案提供依据，各个盆地勘探队返回开普敦总结完善勘探成果。接着在Bredasdorp盆地取得了新的发现，在Pletmos和West Coast盆地现已开始钻探。本文将概述这些研究工作的综合成果。

利用从地震剖面上识别出的侵蚀不整合面和超覆面，进一步细分了盆地内白垩系晚一中凡兰吟（Valanginian）（裂漂不整合面）层序，并尽可能地用古生物进行了验证。在Bredasdorp盆地研究的早期，发现了以不整合面为边界的地层单元的内部，明显存在着可预测的旋回体系域。由于构造圈闭潜在储量有限以及最初的发现是在深水扇沉积中获得的，所以重点放在识别和圈定低水位体系域（LST）上，低水位体系域出现在被侵蚀陆架边缘向盆地方向。大多数层序是Ⅰ型，但并非所有的层序都包含了低水位域的各个单元，即：盆底扇（bff），有堤陆坡扇（sf）及前积楔形复合体（pw）。几乎所有层序都包含盆底扇。海侵域厚度薄，超过了地震分辨率的范围；高水位域厚度薄，但一般是可分辨的。在古生物分辨率范围内，大多数层序能与Exxon的三级旋回对比，但我们对这种表面上的关系仍持有怀疑。在各盆地内，尤其在Pletmos盆地内，较高级次的层序（已识别和圈定）可用低于正常被动大陆边缘沉降速率的阶段来解释，正常被动大陆边缘沉降速率是允许较低级次的旋回对陆架边缘产生影响的。发育良好的海相密集段（通常能在地震剖面上识别出来）提供了主要的化石控制和最丰富的油源层。现有钻井资料被用来验证地震层序解释成果。

把低水位体系域中的地震地层单元或相单元与时间厚度图配合，可得到解释性沉积体系图。再把这些图与海相密集段分布图结合使用以便得到指出了大概相似的储集层、油源层、盖层和圈闭有利区带图。这些附件是后来在开普敦进行详细勘探的基础。

为了验证基本的层序地层学格架，还在继续进行钻探。关键问题是盆底扇的含砂量及圈定前积楔中预测的砂体的方法。根据这些研究和其它盆地研究设计了一系列低水位体系域，其中包括了Exxon的低水位域，但有一个在海平面下降期间主河道下切的窗口。在高水位硅质碎屑走向体系、小河流体系或碳酸盐岩体系作用区，低水位模式有明显变化。因此，了解先前上倾尖灭的高水位体系域的成因特征、预测为低水位沉积体系提供物源的下切水道的盆外和局部受侵蚀的砂岩含量，是勘探低水位体系域砂体的关键。

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

第二十六篇　得克萨斯东部陆架及相邻Midland盆地维尔吉尔和狼营统层序地层和体系域模式

L.F.Brown，Jr.

摘要　利用长达2000mile的横剖面、5000条地球物理测井曲线和大量的露头资料对22000mile^{2}区域所作的分析，为提出得克萨斯中—北部上宾夕法尼亚系和下二叠系地层的层序地层模式打下了基础。该模式应用了当初在被动大陆边缘盆地中广泛采用地震地层技术时所发展的概念。识别出了Home Creek灰岩与Coleman Junction灰岩之间的16个可能的三级层序，并在全区进行了对比。这些层序大多数是Ⅰ型，形成于相对海平面的主旋回期，这些主旋回是以相对海平面下降到先前的陆架边缘之下作为起点的。Ⅰ型层序由低水位体系域（盆底扇、有堤斜坡扇、下切河谷或峡谷充填和前积三角洲楔形体）、退积体系域（准旋回加积、前积、海侵陆架灰岩）和高水位体系域（河流、三角洲和三角洲间体系）组成。在与三角洲沉积中心隔绝的地区，硅质碎屑岩体系域递变为以灰岩为主的体系。在海平面只下降到外陆架的位置和时候时，形成了少数Ⅱ型层序。

对以最大海泛（海侵）面为边界的低水位体系域和高水位体系域的砂岩等岩性图进行解释，可以勾画出相对海平面旋回变化期形成的低水位体系域和高水位体系域的古地理轮廓。旋回性可能是叠加在一个从相对均匀到高度变化的沉降速率之上的冰川与海面升降相互作用的结果。由于附近板块碰撞的影响，应力带附近的沉降速率变化最大。应用正在发展中的层序地层学概念，为类似的克拉通盆地的分析提供了强有力的综合工具。

一、引　言

得克萨斯中—北部维尔吉尔和狼营统（图26-1）由沉积于晚宾夕法尼亚世和早二叠世海退—海进幕的16个主要沉积层序和若干次要沉积层序构成（表26-1）。地层证据表明，这些沉积幕可用由全球性海面升降的三级旋回也许还有四级旋回及更高频率的准旋回所产生的相对海平面的非对称旋回来解释，这些全球性海面升降旋回叠加在从均匀的到不同周期的盆地沉降速率之上。由于全球性海平面下降速率超过了盆地沉降速率，高水位时的相对海平面沿陆架边缘向盆地方向迅速下降，形成相对海平面的低水位。淘蚀出下切河谷和海底峡谷，产生的沉积物堆积在盆底。盆地沉降和全球性海平面变化的相互作用增加或减少了沉积物容纳空间，而该空间连同沉积物供应速率的变化，支配着水深并改变滨线的位置。高水位和低水位体系域主要由河流、三角洲、陆坡及盆地体系组成。当海平面上升减少了陆源沉积物的供应量时，为了追补，同步以及通常为了超过相对海平面准旋回上升值，产生了生物成因的沉积，结果形成了发育良好的退积（“海侵”）体系域。

对所产生的称为“韵律层”的沉积层序（表26-1）进行了区域对比，并且根据5000口钻井的电测井曲线（局部地区用岩心和岩屑作了标定），从露头区向西穿过东部陆架至Midland盆地，圈定了形成硅质碎屑海退亚层序或体系域（图26-2）。23条横剖面（图26-3）提供了区域地层对比（Brown等，1987）。砂岩等岩性图（Brown等，正在准备中）显示出了高、低水位硅质碎屑体系域的区域古地理轮廓，而高、低水位体系域是利用广布的陆架、陆坡和盆地灰岩标志层（表26-2）来区别和圈定的。本研究综合分析了露头和地下

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

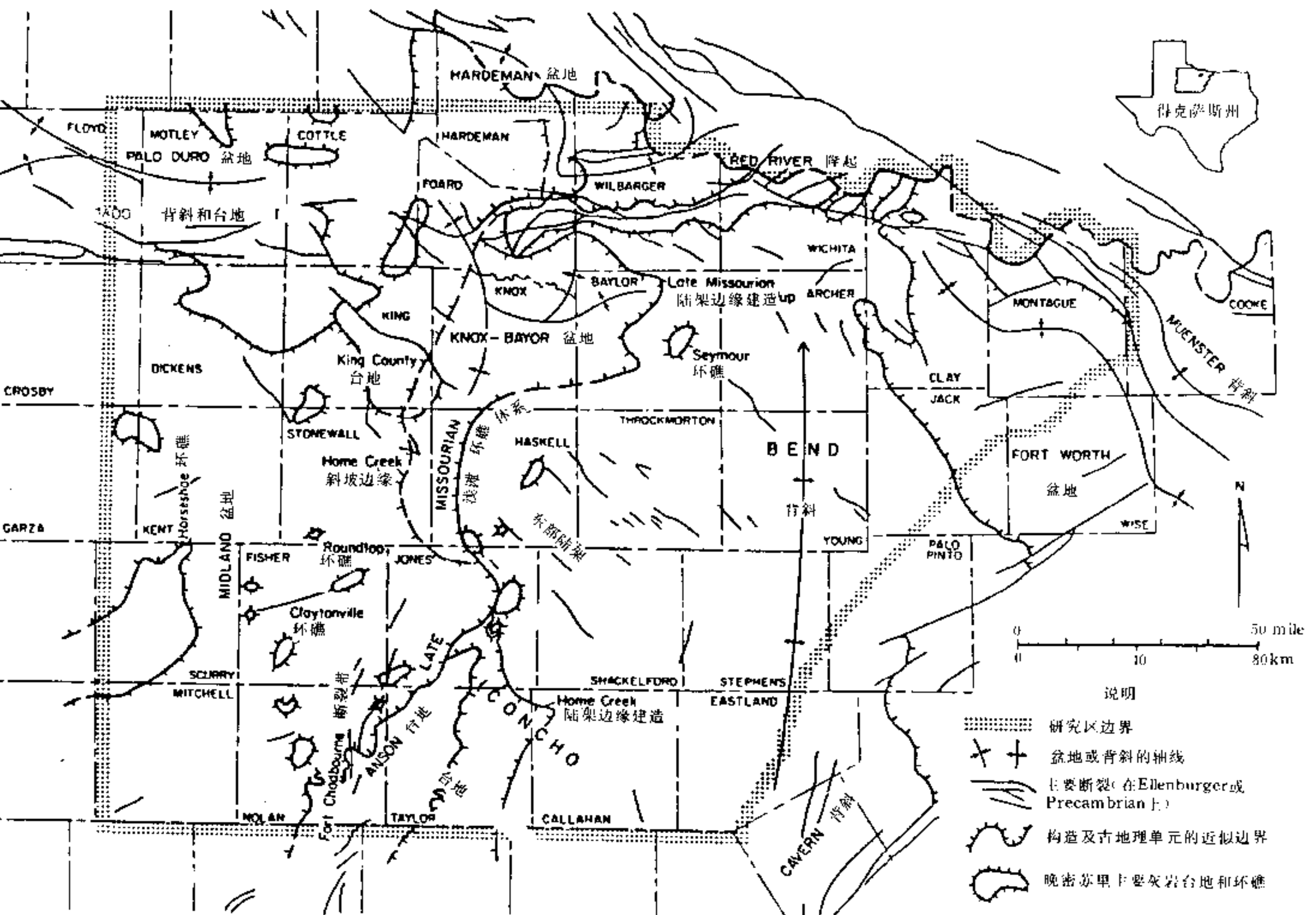
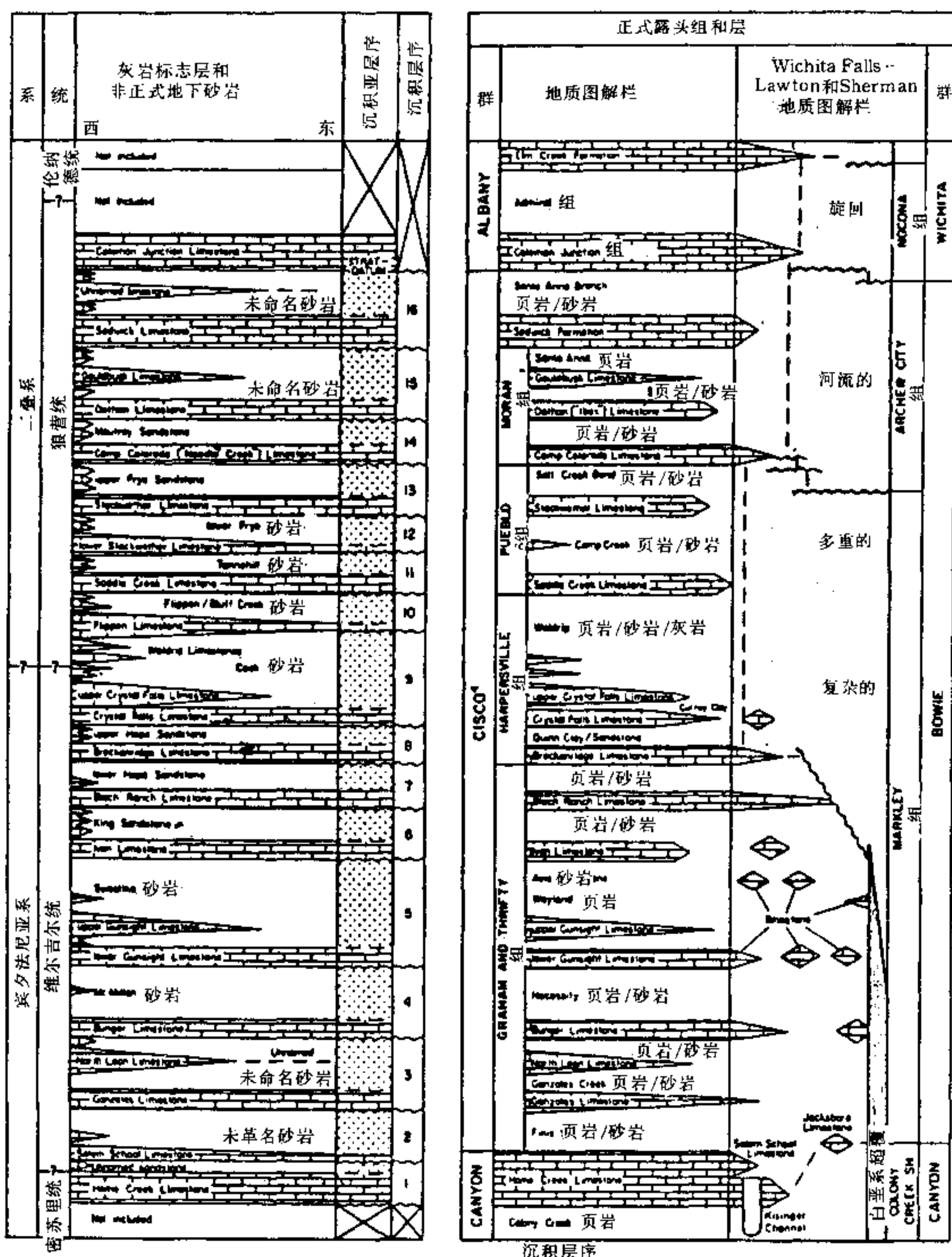


图 26-1　得克萨斯中—北部主要构造单元和有关的维尔吉尔世古地理

(据 Ewing，个人通讯，1986；Erxleben，1975 和 Cleaves，1975，修改)

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

表 26-1 得克萨斯中—北部东部陆架维尔吉尔和狼营统正规和工作用术语。无纵向比例尺。据 Brown 等（1987）修改。主要为高水位砂岩和页岩，及海进（退积）灰岩。除下切河谷充填（未表示）外，低水位体系位于陆架边缘朝盆地方向



资料，提出了位于 Ouachita 和 Oklahoma 南部物源区与 Midland 盆地之间面积为 22000mile^2 的维尔吉尔统和狼营统的区域远景。岩性成因层序格架对那些想使岩石、古生物、沉积学、地球化学和其它专业特别独立的资料成为一体的研究人员可能有用。

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

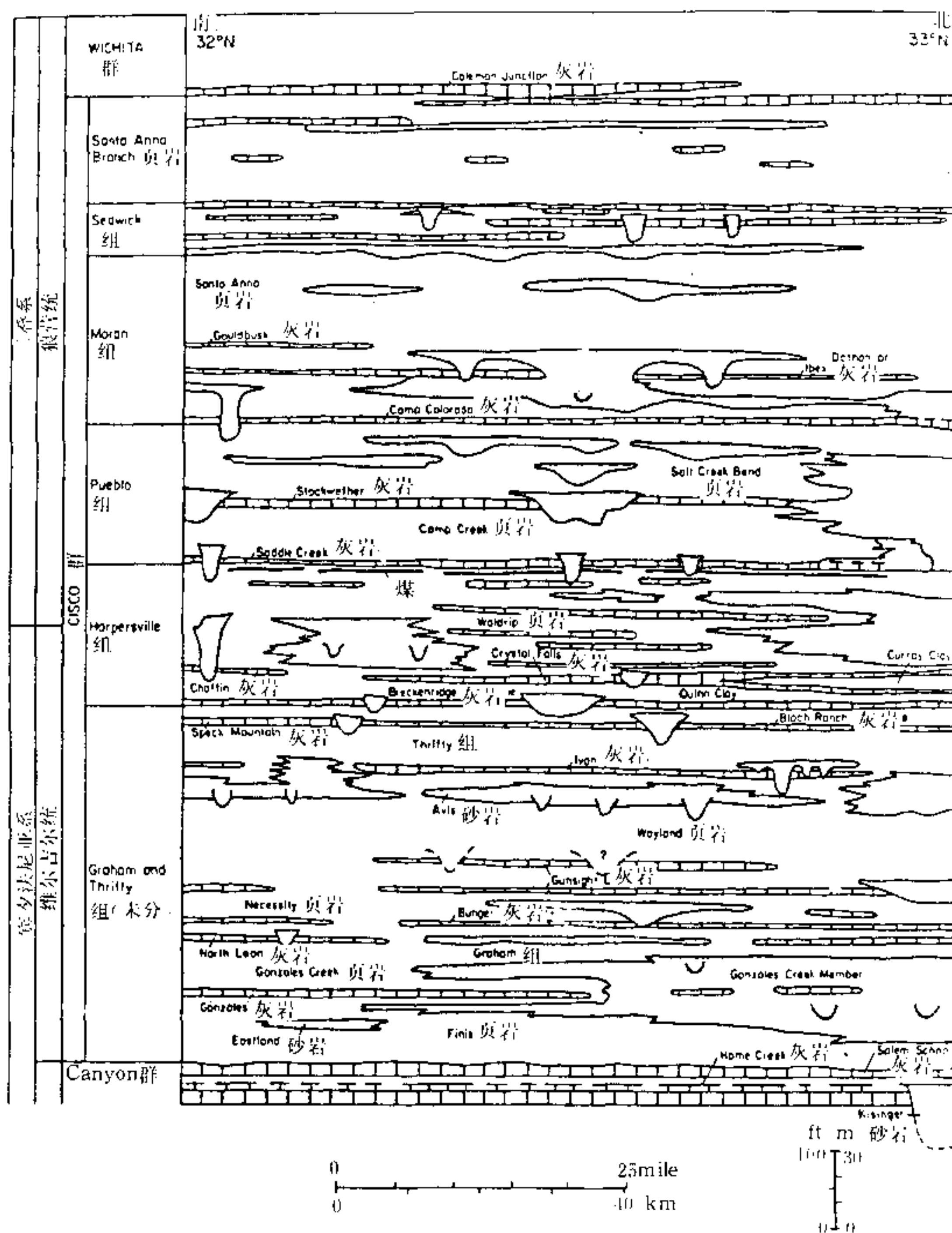


图 26-2 得克萨斯中—北部 Brazos 河谷中出露的 Cisco 群横剖面示意图

(据 Brown 和 Goodson，1972，修改)

该剖面主要由高水位河流三角洲砂页岩组成。石灰岩是海进体系域主要组成部分。在露头区，反映低水位体系域的只有窄的下切河道和嵌入谷，它们通常侵蚀了石灰岩

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

因此，本报告的目的就是要介绍一个建立在广泛分析地面和地下资料基础上的层序地层学模式，并不是想要阐述体系域的构成及列举晚宾夕法尼亚纪和早二叠纪期间的具体古地理例了。要了解这方面的情况，读者可参考 Brown 等人的文章（正在准备中）。

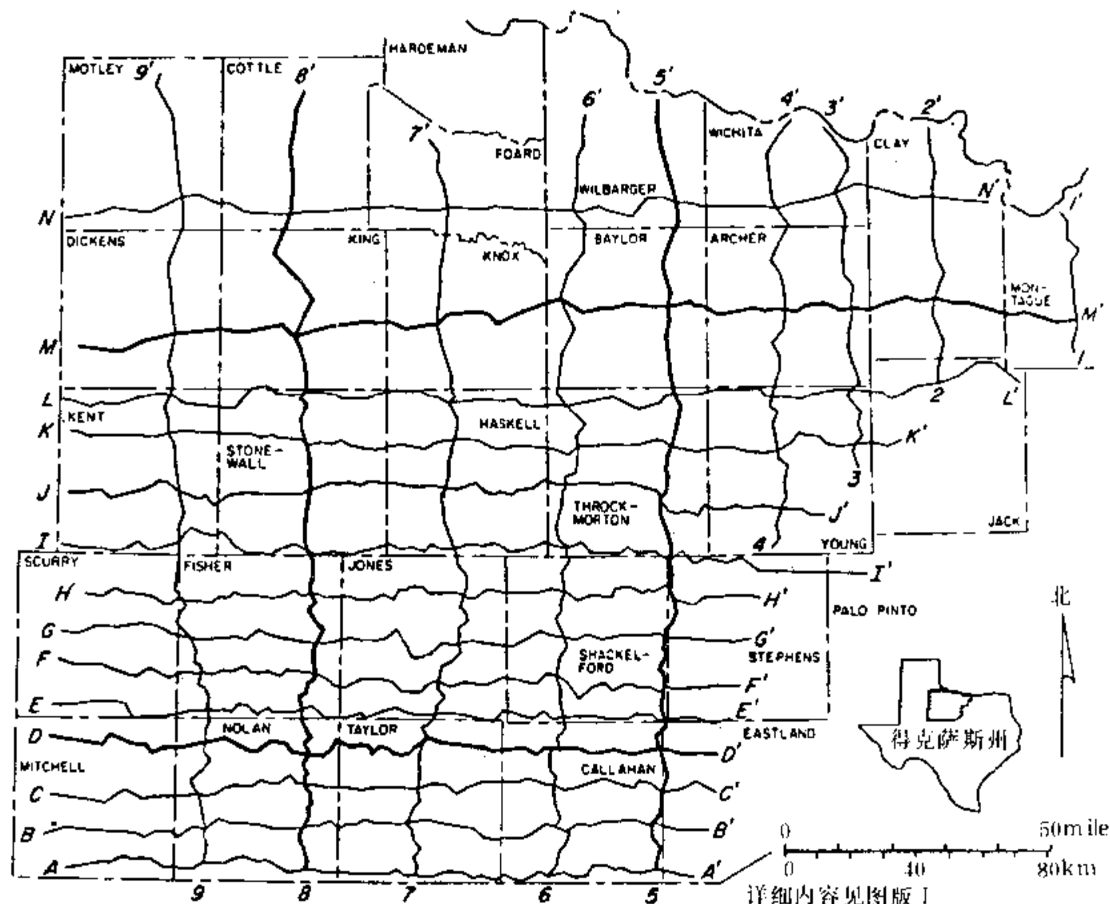


图 26–3　得克萨斯中—北部为维尔吉尔和狼营统提供地层控制的横剖面网（据 Brown 等，1987）

剖面 D—D′、M—M′、5—5′ 和 8—8′ 的小的解释剖面见本文中（图 26–5 及图 26–6）

我们采用了 Plummer 和 Moore 的地层学分类法（1921 年）（1972 年 Brown 和 Goodson 对此作了修改；1987 年 Hentz 和 Brown 对此作了修改），因为它是岩石地层分类法（Brown，1959），不受模糊的时间地层含义的影响（表 26–1）。本研究的重点是岩石成因，因此，它建立在体系域和由旋回性沉积及侵蚀所引起的体系域和各种沉积面和不整合面的对比、解释的基础上（表 26–2）。本研究报告没有讨论术语问题及古生物定义的年代地层学。

早期研究始于 50 年代末和 60 年代初（Brown，1959，1960a、b，1962；McGowen，1964；Seals，1965；Waller，1966；和 Ray，1968）。Brown 的沉积体系解释（1967，1969a、b 和 c，1973）是以 Rall 和 Rall（1958）、Van Siclen（1958）和 Jackson（1964）的工作为基础的。Galloway 和 Brown（1972）证明了硅质碎屑体系与“体系域”的联系。

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

表 26-2 层序、准层序（体系域）和海退幕与相应的地下地层名称和砂岩岩性或古地理图的相互关系（Brown，准备中）。S1：Ⅰ型层序；S2：Ⅱ型层序；TS：海进面；MFS：最大海泛面；DLS：下超面；LST、TST、HST 和 SMST 分别为低水位、海进（退积）、高水位和陆架边缘体系域

旋回层序	准层序	边界	体系域	地下地层名称：东部陆架	地下地层名称：河谷充填、陆架边缘、陆坡及盆地	图版号	海退幕
17	B	TS	TST	Coleman Jct. Ls	Coleman Jct. Ls		
	A	S1	LST	DATUM	未命名	XVII	16
16	C	DLS/MFS	HST	未命名			
	B	TS	TST	Sedwick Ls	Sedwick Ls		
	A	S1	LST		未命名	XVI	15
15	C	DLS/MFS	HST	未命名			
	B	TS	TST	Dothan Ls	Dothan Ls		
	A	S1	LST		Moutray ss/sh	XVI	14
14	C	DLS/MFS	HST	Moutray ss/sh			
	B	TS	TST	Camp Colorado Ls	Camp Colorado Ls		
	A	S1	LST		Upper Frye ss/sh	XV	13
13	C	DLS/MFS	HST	Upper Frye ss/sh			
	B	TS	TST	Stockwether Ls	Stockwether Ls		
	A	S1	LST		Lower Frye ss/sh	XIV	12
12	C	DLS/MFS	HST	Lower Frye ss/sh			
	B	TS	TST	Lower Stockwether Ls	Lower Stockwether Ls		
	A	S1	LST		Tannehill ss/sh	XIII	11
11	C	DLS/MFS	HST	Tannehill ss/sh			
	B	TS	TST	Saddle Creek Ls	Saddle Creek Ls		
	A	S1	LST		Flippen / Bluff Ck ss/sh	XII	10
10	C	DLS/MFS	HST	Flippen/Bluff Ck ss/sh			
	B	TS	TST	Flippen Ls	Flippen Ls		
	A	S1	LST		Cook ss/sh	XI	9
9	C	DLS/MFS	HST	Cook ss/sh			
	B	TS	TST	Crystal Falls Ls	Crystal Falls Ls		
	A	S1	LST		Upper Hope ss/sh	X	8
8	C	DLS/MFS	HST	Upper Hope ss/sh			
	B	TS	TST	Breckenridge Ls	Breckenridge Ls		
	A	S1	LST		Lower Hope ss/sh	IX	7
7	C	DLS/MFS	HST	Lower Hope ss/sh			
	B	TS	TST	Blach Ranch Ls	Blach Ranch Ls		
	A	S1	SMST?		King ss/sh	VIII	6
6	C	DLS/MFS	HST	King ss/sh			
	B	TS	TST	Ivan Ls	Ivan Ls		
	A	S1	LST		Swastika ss/sh	VII	5
5	C	DLS/MFS	HST	Swastika ss/sh			
	B	TS	TST	Gunsight Ls	Gunsight Ls		
	A	S1	LST/SMST		未命名	VI	4
4	C	DLS/MFS	HST	McMillan ss/sh			
	B	TS	TST	Bunger Ls	Bunger Ls		
	A	S1	LST		unnamed ss/sh	IV V	3
3	C	DLS/MFS	HST	未命名			
	B	TS	TST	Gonzales Ls	Gonzales Ls		
	A	S1	LST		*未命名	III	2
2	C	DLS/MFS	HST	未命名			
	B	TS	TST	Salem Sch. Ls	Salem Sch. Ls		
	A	S1	LST		*Kisinger ss/sh	II	1
1	C	DLS/MFS	HST	未命名			
	B	TS	TST	Home Ck Ls	Home Ck. Ls		
	A		LST		未命名		

斜坡背景

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

Brown 和 Goodson（1972）及 Hentz 和 Brown（1987）绘制了地表岩石图，Brown 等（1987）提供了与露头相结合的区域地下横剖面。Bloomer（1977）对几个县部分地区的 Cook 砂岩作了地层学解释。Yancey（1984）及 Boardman 和 Malinky（1985）根据动物群证据提出了古水深和旋回性的模式。

二、区域背景

Concho 台地（Cheney 和 Goss，1952）是 Bend 背斜西面的一个主要的古生代单元（图 26–1）。晚宾夕法尼亚世和早二叠世时，厚度约 1200ft 的旋回式的、主要是海进和高水位体系域沉积在 Concho 台地上（图 26–2 和图 26–4），形成东部陆架；而此时 Midland 盆地则经历了加速沉降，接受了以低水位体系域为主的，厚度超过 2000ft 的沉积。在维尔吉尔和狼营统沉积时，东部陆架与相邻 Midland 盆地间的起伏从 600ft 左右增至近 2000ft。在北部，沿 Red River 隆起至 Matador 隆起的断裂作用一直延续到维尔吉尔世的最后阶段。在西南部，东部陆架与 Nolan、Fisher 和 Jones 三县内的 Fort Chadbourne 断裂带的北端相接。为数众多的大大小小的德斯莫尼斯（Desmoinesian）和密苏里（Missourian）碳酸盐岩环礁和台地发育良好地保留到维尔吉尔世，之后被进积的维尔吉尔沉积体系所覆盖（图 26–1）。

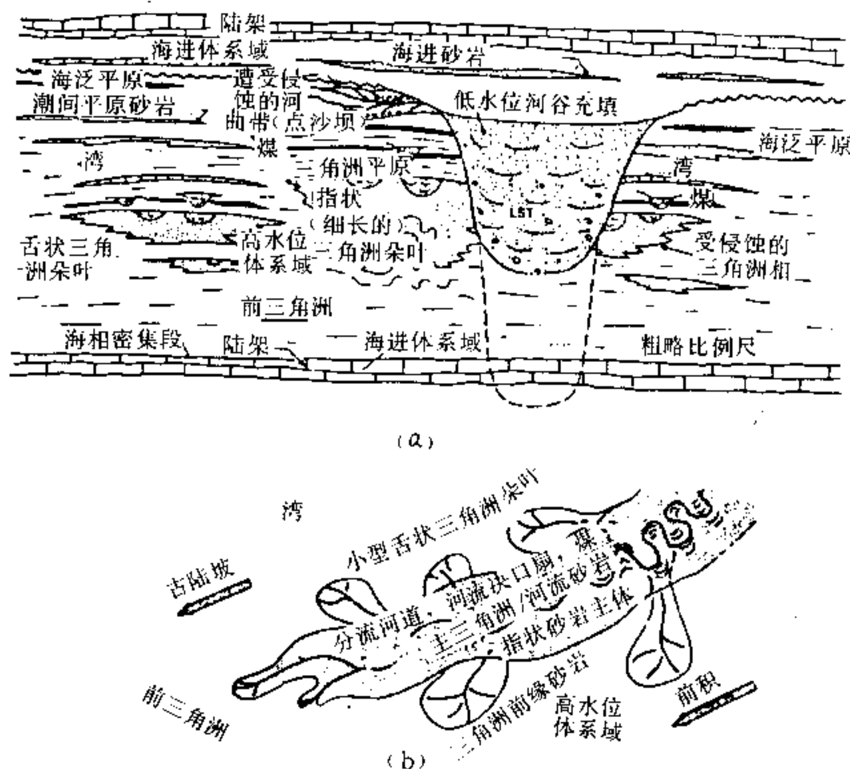


图 26–4　得克萨斯中—北部维尔吉尔和狼营统台地河流砂体、三角洲砂体和低水位嵌入河谷充填体系示意图

(a) 体系域走向横剖面；(b) 高水位体系的平面展布。据 Brown（1979）

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

在维尔吉尔世和狼营世，河流从 Oklahoma 南部和得克萨斯北部的主要构造单元，把碎屑沉积物搬运到该地区（图 26-1）。源于 Oklahoma 的河流，从北和东北方向流入得克萨斯中—北部。在晚宾夕法尼亚世和早二叠世，Ouachita 褶皱带和相邻的早宾夕法尼亚世的山前河流体系抬升，并广泛遭受侵蚀。晚至 Gunsight 时期，Muenster 背斜经历了一定程度的区域性抬升，但它不是重要的物源区。流入得克萨斯中—北部的河流，为旋回性低水位和高水位沉积体系域提供了硅质碎屑沉积物，这些体系域与海进（退积）体系域一起，构成了反映这两个盆地充填时期古地理演化的韵律层序（图 26-5 和图 26-6）。

三、层序地层学

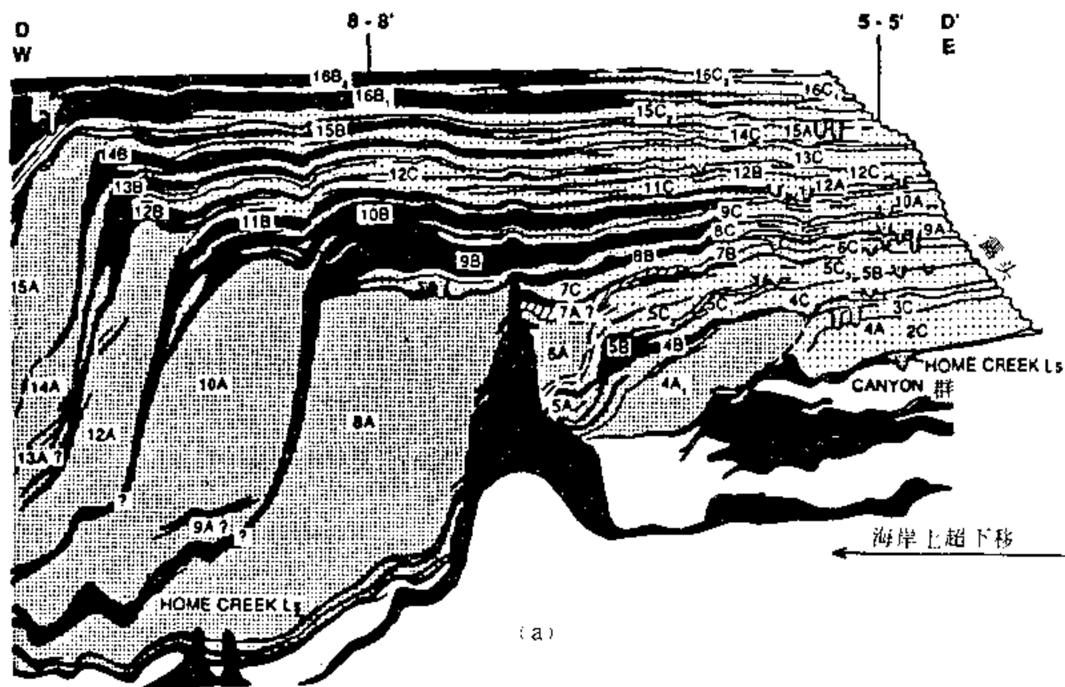
维尔吉尔世和狼营世得克萨斯中—北部演变的古地理和沉积体系与构造活动和全球性海平面升降旋回的变化有关，构造活动和全球性海平面升降旋回决定着沉积物容纳空间的大小、相对海平面升降旋回的速率和幅度、进积和加积作用的优势方向和区域。相邻物源区的构造活动和古气候旋回导致不同的沉积物供应。沉积物供应的变化与容纳空间的变化控制着水深和滨线位置。次要因素如生物成因的碳酸盐岩的产率以及河流和三角洲的动态特征对局部地区的准旋回海平面升降有影响。因此，最终形成的地层无疑是多个自旋回因素和他生旋回因素相互作用的结果。相对海平面变化中的全球性成分可能受冰川诱发的在时代、持续时间的长短及变化幅度都不精确的三级海平面升降旋回的控制（Veevers 和 Powell，1987）。相对海平面升降旋回中的构造分量可能是不同的沉降及可能的次级挤压幕产生的（Sloss，1988，和 Cloetingh，1986）。在有大量的来自抬升的克拉通和板块边缘单元的沉积物供应的地区内，正确区分全球性海平面升降和构造作用对相对海平面变化旋回的影响将是一个很复杂的问题。

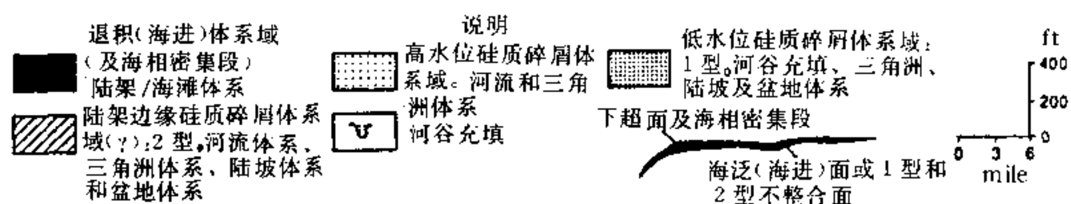
利用不整合面、海岸上超和下超圈定了得克萨斯中—北部维尔吉尔和狼营统层序及其组成体系域，这是一种解释相对海平面变化及其对沉积体系的影响的更客观的分析方法。用确定不整合面和无沉积作用间断面的基本标志取代确定滨线和陆架边缘较模糊的转移参数（图版Ⅰ）。对于层序地层学的术语、定义及方法，请读者参阅 Vail 等（1977）、Haq 等（1987）、Vail（1987）、Van Wagoner 等（1987）及 Brown 和 Fisher（1977，1979）的有关论著。

本研究区内的旋回沉积层序通常以由陆上和水下侵蚀产生的Ⅰ型不整合面为边界（Vail 等，1984），陆上和水下侵蚀作用发生于相对海平面下降到先前的陆架边缘以下的时候。这些Ⅰ型层序由三种次级层序即体系域组成：低水位体系域、海侵（退积）体系域和高水位体系域（图 26-7）。这些体系域记述了相对海平面升降的一个旋回。Posamentier 等（1989）讨论了在盆地匀速沉降条件下相对海平面升降旋回和全球性海面升降旋回的关系。

可能因为全球性海面升降旋回受冰川幕控制的缘故，在维尔吉尔和狼营统内很少见Ⅱ型层序，它们是相对海平面仅仅下降到中陆架或外陆架地区的时候产生的。据 Van Eysinga（1978）的资料推断，16 个主要沉积旋回（表 26-2）中，每一个都经历了大约 1Ma 的时间，还可能使它们与 Haq 等（1987）的三级旋回对应。在得克萨斯中—北部的维尔吉尔和狼营统内尚未发现持续时间更短的较高级次的旋回，但是修改后的维尔吉尔和狼营统的年代测定，可能大大缩短被观察旋回的持续时间。然而，大家公认，要识别更高级次的Ⅰ型或Ⅱ型不整合面，将需要高得多的地震地层研究精度。

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn





(b)

说明

退积(海进)体系域(及海相密集段)。陆架/海滩体系

陆架边缘硅屑体系域(?)：2 型。河流、三角洲、陆坡和盆地体系

高水位硅质碎屑体系域。河流和三角洲体系

河谷允填

低水位硅质碎屑体系域：1 型 河谷允填、三角洲、陆坡及盆地体系

下超面及海相密集段

海泛(海进)面或 1 型和 2 型不整合面

ft 400 200 0

0 3 6 mile

图 26—5

(a) 倾向横剖面 D—D′（见图 26—3）的维尔吉尔和狼营统沉积层序及推断的体系域。采用了全球性海平面升降及盆地沉降引起旋回性海平面变化的模式 (b) 倾向横剖面 M—M′（见图 26—3）的中、下维尔吉尔统沉积层序和推断的体系域。采用全球性海平面升降及盆地沉降引起旋回性海平面变化的模式

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

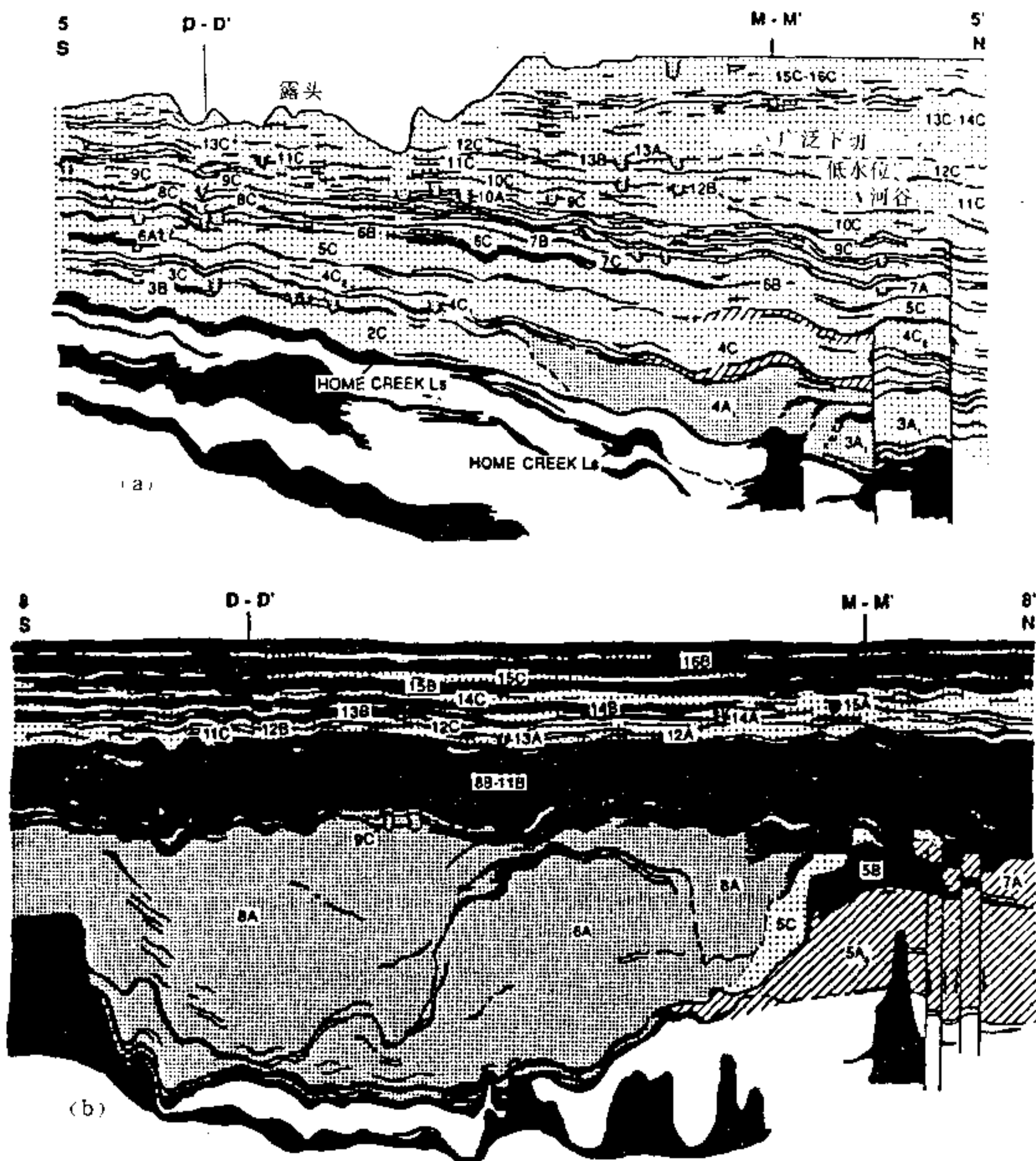


图 26-6

(a) 走向横剖面 5—5′（见图 26-3）的维尔吉尔和狼营统沉积层序和推断的体系域。采用全球性海平面升降和盆地沉降引起旋回性海平面变化的模式。符号解释见图 26-5。(b) 走向横剖面 8—8′（见图 26-3）的维尔吉尔和狼营统沉积层序及推断的体系域。采用全球性海平面升降和盆地沉降引起旋回性海平面变化的模式。符号解释见图 26-5

低水位体系域由下切或嵌入河谷充填沉积、盆底浊积扇、有堤陆坡扇和进积海岸或三角洲楔形体组成（图 26-7 和图 26-8），它们是在相对海平面下降和早期上升条件下沉积的。低水位体系域存在的主要证据包括（1）在露头区和东部陆架的地下存在嵌入河谷充填体系；（2）先前的陆架边缘之下和向盆地方向有陆架边缘三角洲体系；（3）砂岩岩性等值线形

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

态，它清楚地显示出从狭窄、叠覆的河流体系向盆地方向分流的高水位河流三角洲体系的轮廓，这些高水位河流三角洲体系给低水位三角洲楔形体提供沉积物。低水位体系域上覆Ⅰ型不整合面，通过海侵面和上倾区内同一个Ⅰ型不整合面，将它与上覆退积或海侵体系域分开(图版1)。

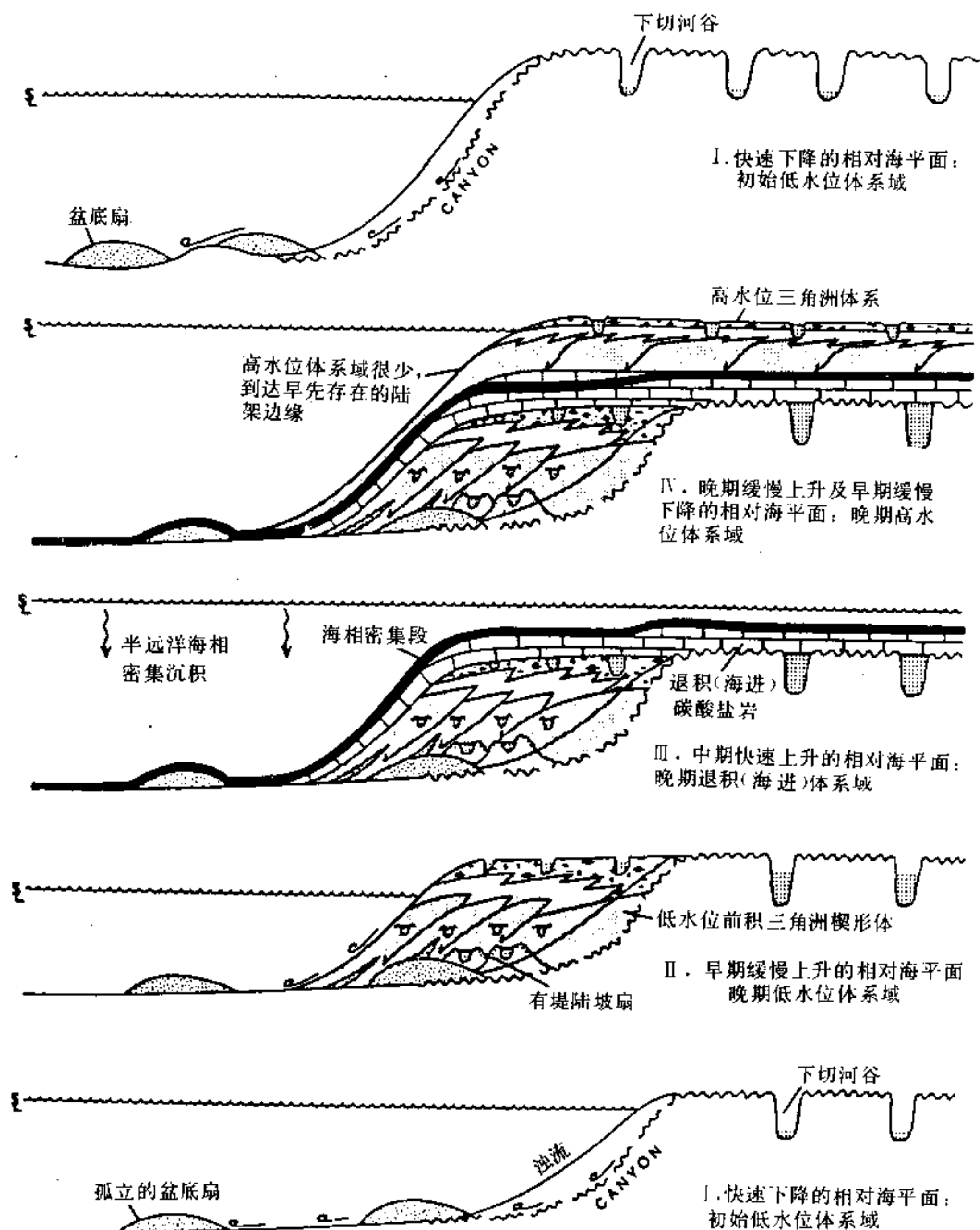
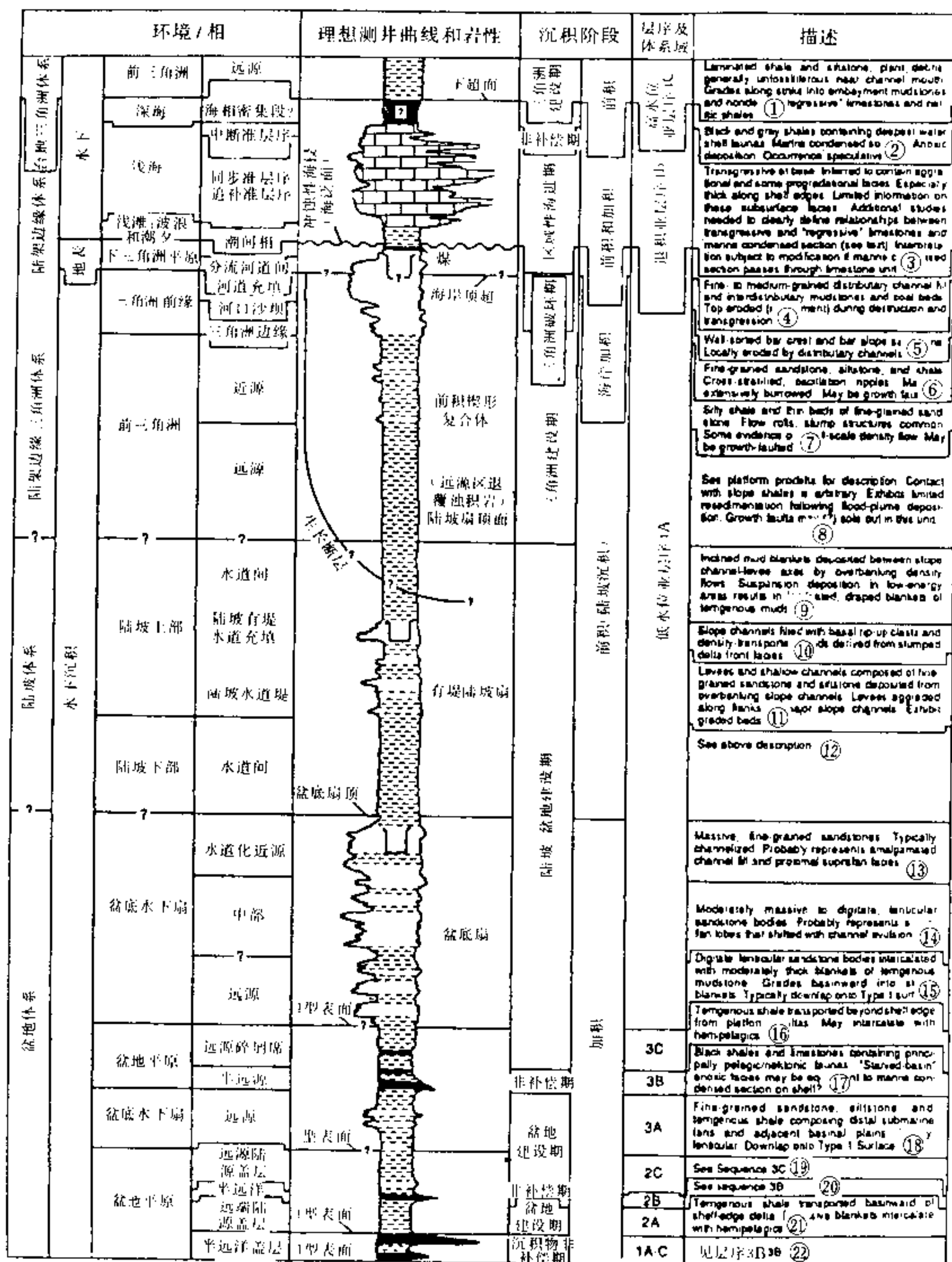


图26-7　得克萨斯中—北部维尔吉尔和狼营统的海平面、体系域及推断的旋回性沉积和侵蚀过程（据Haq等，1987和Vail，1987）

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn



非陆架边缘体系域(Haq等，1988)

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

在东部陆架，只有低水位单元才是嵌入河谷体系，Lee（1938）、Brown（1960a、b；1962；1967；1969a、b 和 c；和 1973），McGowen（1964），Seals（1965），Waller（1966），Ray（1968）及 Brown 和 Goodson（1972）对它们进行了辨认和填图。Bloomer（1977）用实例清楚地说明，叠置的曲流（加积的）高水位河流体系，由于相对海平面下降，形成了横跨裸露海岸平原和出露地表的陆架的下切、曲折的低水位充填谷体系。曲流河下切的迹象说明基准面有很大下降，我相信只有用相对海平面下降才能对此进行解释。以前 Brown（1967、1969b 和 c，和 1973）和 Brown 等（1987）认为，这种下切很可能是薄的台地高水位相受向盆地方向迁移的高水位干流侵蚀的结果，但它现在已不再是这种深深下切的通常又是曲流的河谷体系的合理解释。嵌入河谷体系被侵蚀至下伏层序中的高水位域甚至到海侵体系域中（图 26–4 和图 26–9）。由嵌入河谷搬运的沉积物陆续供给盆底扇、有堤陆坡扇和前积三角洲楔形体，因此，证明了海岸上超的下移和相对海平面的下降。

当纯相对海平面上升加快并淹没低水位海岸平原时，沉积了退积或"海侵"体系域（图版 1 及图 26–7，8 和 9）。退积体系域通过冲蚀性海侵海泛面与下伏低水位体系域分开，海泛面沿上倾方向与 I 型不整合面相接。退积体系域主要由对应于相对海平面准旋回上升（反复上升和静止而没有海平面的互补下降）沉积的灰岩体系构成。追补（catch up）、同步（keep up）和完全中断（give up）的灰岩沉积相应产生了加积、进积和海侵灰岩体系的复合体。某些层序出现退积灰岩和河流三角洲体系的夹层，说明有充足的硅质碎屑沉积物暂时补偿海平面纯相对上升。因此，退积体系域基本上由加积和前积灰岩或硅质碎屑相和很有限的海侵相组成。滨线位置受控于沉积物供给速率和准旋回上升引起的新容纳空间的增加速率间的相互关系。

在晚期上升幕的早期，当相对海平面上升达到最大速率时，出现最大滨线海进。由于滨线向陆地方向迁移及水深增大，被淹陆架的硅质碎屑和生物成因沉积物的供应逐

图 26–8　显示了沉积阶段、典型测井曲线和相描述的低水位三角洲（陆架边缘）、陆坡和盆地体系的理想垂向层序。各个相的厚度可能极不相同，取决于它们相对低水位楔形体沉积中心的位置

1 纹层状页岩和粉砂岩，植物碎屑，河口附近一般不含化石。沿走向逐渐变为海湾泥岩和非三角洲海退灰岩及浅海页岩；2 黑色、灰色页岩，含最深水陆架动物群，海相密集段。缺氧沉积，产状是推测的；3 底部是海进的，推测它含加积和某些进积相沿陆架边缘特厚。对这些地下相的了解有限。需要更多的研究以确定海进"退积"灰岩与海相密集段的关系（见正文）。如果海相密集段穿过灰岩单元，应对解释进行修改；4 细一中粒分流河道充填和分流河道间泥岩及煤层。在破坏和海进期顶部受侵蚀（冲蚀）；5 分选良好的沙坝顶部和沙坝陆坡砂岩。局部受分流河道侵蚀；6 细粒砂岩、粉砂岩和页岩，交错成层、对称波痕。可能广泛发育生物潜穴。可能发育生长断层；7 粉砂质页岩和薄层细粒砂岩。常见流卷构造和滑塌构造，有小规模密度流显示。可能发育生长断层；8 描述见台地三角洲。随机地与陆坡页岩接触。海泛一羽状沉积后出现有限的再沉积作用。生长断层可能(?)在本单元停止发育；9 由越岸密度流在陆坡水道堤的轴部之间沉积了倾斜泥盖层。低能区悬浮沉积形成纹层状陆源泥质披覆盖层；10 被基底破裂碎屑和来自崩塌三角洲前缘相的密度搬运砂所充填的陆坡水道；11 堤和浅水水道由细粉砂岩和陆坡水道越岸沉积的粉砂岩所组成。堤沿主要陆坡水道的两侧加积而成。表现为粒序层；12 见上面的描述；13 块状细粒砂岩、典型的水道化沉积。可能代表混合水道充填和近源叠覆扇相；14 中厚层指状透镜状砂体。可能代表随水道冲裂而迁移的叠覆扇朵叶；15 指状、透镜状砂体夹中厚陆源泥岩层。向盆地方向递变为页岩盖层。主要向 I 型表面下超；16 黑色页岩和灰岩，主要含远洋／自游生物群。"饥饿盆地"缺氧相可能相当于陆架上的海相密集段？17 构成远端水下扇和相邻盆地平原的细粉砂岩、粉砂岩和陆源页岩。大透镜状。向 I 型表面下超；18 见层序 3C。19 见层序 3B；20 陆源页岩远积至陆架边缘三角洲靠盆地部位、大范围的盖层夹半远洋沉积；21 见层序 3B

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

环境/相				理想测井曲线和岩性	沉积阶段		描述	层序
陆架体系	水下	浅海	广海灰岩		海侵期	水下加积	Commonly mixed biomicrites, fusulines near base, grades upward into algal limestone, well bedded, very fossiliferous, persistent, grades downdip into shelf-wide limestones, grades updip into brackish shales and littoral sandstones	退积亚层序组
			海相页岩	含化石			Shale becomes more calcareous and fossiliferous upward, assemblage becomes less restricted, highly burrowed ①	
		浅滩：波浪和潮汐	障壁坝、暴风浪滩相席状砂	障壁沙坝和席状砂岩 海侵(海泛)面 1型不整合面	三角洲破坏期		Local barrier-bar sandstone thin, coarsening upward, commonly fringe abandoned delta. Sheet sandstone widespread, coarsening upward, burrowed, oscillation ripples on top. Storm born local, shelly bars composed of broken shells. Intertidal mu[illegible] laminated red-olive. Widespread coals ②	
三角洲体系	陆上	上三角洲/下冲积平原 中、下三角洲平原	点沙坝；分流河道充填；决口扇；海泛盆底/分流河道间湾；泥沼/沼泽泥炭	煤/底粘土 决口扇/海泛盆地 分流河道充填 泥炭/煤，决口扇/分流河道间湾	三角洲建设期	海岸加积	Point-bar sandstone fining upward from conglomerate lag to silty levees, upward change from large trough filled crossbeds to tabular crossbeds and uppermost ripple crossbeds. Distributary channel-fill sandstone fine to medium-grained, trough filled crossbeds, local clay-clast conglomerate, abundant fossil wood. Crevasse splay sandstone coarsening upward, trough and ripple crossbeds, commonly burrowed at top. Floodbasin/interdistributary mudstone, burrowed, marine fossils, grade updip to non-marine, silty near splays. Coal peat rooted overlie underclay (soil) ③	进积亚层序组1C：高水位体系域
	水下	三角洲前缘	沙脊	海岸顶超		进积	Well sorted, fine- to medium-grained sandstone, plane beds (high flow regime) common, channel erosion increases updip, distal channel fill plane be[illegible] some contemporaneous tensional faults ④	
			河口沙坝				Fine to medium-grained sandstone, trough-filled crossbeds common, commonly contorted bedd[illegible] shale or sand diapirs in elongate deltas ⑤	
			三角洲边缘	对称波痕			Fine-grained sandstone and interbedded siltstone and shale, well-bedded, transport ripples, oscillation ripples at top of beds, growth faults in lobate deltas, [illegible] sole marks and contorted beds at base ⑥	
		前三角洲	近源	流卷层和粒序层 低水位亚层序2A 穿时前积，部分可能较低水位 河道或深入谷充填的楔体			Silty shale and sandstone, graded beds, flow rolls, slump structures common, concentrated plant debris. ⑦	
			远源	生长断层 下超面			Laminated shale and siltstone, plant debris, ferruginous nodules, generally unfossiliferous near channel mouth, grades downdip into marine shale/limestone, grades along strike into embayment mudstones ⑧	
陆架体系	水下	深海	海相密集段		海侵期	水下加积	Fossiliferous shale containing deepest water shelf faunas. Marine condensed section or updip equivalent ⑨ [illegible]ment starved [illegible] Extent speculative	退积亚层序组1B
		浅海	广海灰岩				Studies needed to resolve relationship between transgressive and "regressive" facies and marine-condensed section. See text ⑩	

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

渐变少（非补偿），当几乎连续出现在 Midland 盆地远源区的海相密集段沉积环境（Vail 等，1984）逐渐东侵到达东部陆架上时，退积（海侵）体系域结束。这些被称为“饥饿盆地相”（Adams 等，1951）、“生物成因—自生陆架相”（Fisher 和 Brown，1972）和“核心页岩”（Heckel 和 Baesemann，1975）的薄密集层，代表局部缺氧环境和极低的沉积速率，主要由悬浮异质碎屑、原地生物成因（粪粒）产物和特殊自生矿物（即海绿石、磷酸盐和硫化物）的沉淀物组成。海相密集段或其上倾方向相应相的顶面叫做最大海泛和下超面，它指示退积体系域和上覆高水位体系域的边界（图版 1 和图 26−7）。Yancey（1984）、Brown 等（1984）及 Boardman 和 Malinky（1985）描述了得克萨斯中—北部许多地方数个下维尔吉尔统层序中出露的海相密集段。到现在为止，这些相的区域露头和地下展布仍然值得仔细研究。在得克萨斯，海相密集段可能不太缺氧，通常可以代表没有完全侵入到东部陆架上面的较深盆地缺氧相上倾方向的相应相。利用伽马测井曲线识别和对比这些密集段的努力，至今尚未获得成功。只有在完成了这种区域性对比后，才不难确定退积体系域中发育哪种灰岩体系及哪种灰岩体系属于上覆高水位体系域。然而，本模式（图版 1）使我们可能推测在主要的河流三角洲沉积区内，大多数灰岩沉积于退积时期；但是在没有硅质碎屑沉积物输入的区域内，沉积了明显的高水位和低水位灰岩。这些问题和类似的未证实的问题需要进一步的研究。

高水位体系域沉积于相对海平面的晚期缓慢上升阶段和早期缓慢下降阶段（图版 1 和图 26−7）。在本研究区内，这些体系域以台地河流三角洲和三角洲间的沉积体系为主（图 26−9），但是在远离硅质碎屑沉积的地区，有灰岩体系组成了这些体系域（参考 Sarg 和 Lehmann，1986）。高水位体系通过前积作用来适应可容纳空间增加的低速率，但是，冲积平原相和三角洲平原相的有限加积证明，相对海平面在开始下降前有某种程度的相对上升。这些体系域中的沉积体系一般向海相密集段（最大海泛面）下超，在大多数情况下，高水位沉积幕以相对海平面快速下降而告终，并发生侵蚀作用形成Ⅰ型不整合面，但至少在一个旋回内（King 层序，表 26−2）及局部地区的其它旋回内（图 26−5 和图 26−6），沉降增大使

图 26−9 显示了沉积阶段、理想电测井曲线和相描述的高水位台地河流三角洲和陆架相的理想垂向层序。据 Brown（1979）修改。相的厚度变化很大，并没有把每个层序内所有的相都表示出来

1 向上页岩钙质增加且含化石，组合受限变小、高钻孔；2 局部障壁沙坝砂岩：薄层，向上变粗，边缘通常为废弃三角洲，席状砂岩：分布广、向上变粗、生物潜穴，顶面有对称波痕。暴风浪滩肩：局部分布，由破碎贝壳组成沙坝。潮间泥岩：纹层状，红色／橄榄色。广泛分布的煤；3 点沙坝砂岩：颗粒向上变细由砾石滞留沉积变为粉砂质坝，向上由大型充填槽状交错层理变为板状交错层理和最上部的波形交错层理。分流河道充填砂岩：细—中粒，充填状交错层理。局部有泥屑砾岩，丰富的木化石。决口扇砂岩：向上变粗，槽状和波形交错层理，通常在顶部发育潜穴。海泛盆地／分流河道间泥岩：潜穴，海相化石，向上倾方向递变为非海相，靠近河流决口扇为粉砂质。煤／泥炭：有植物根，上覆底粘土（上壤）；4 分选良好，细—中粒砂岩，通常为平面层理（高流态），沿上倾方向水道侵蚀增强，远源水道充填呈平面层状，发育同期张性断裂；5 细—中粒砂岩，通常为充填槽状交错层理。受层理控制，在伸长状三角洲内局部有页岩或砂底辟；6 细粒砂岩和互层粉砂岩和页岩，层理发育、迁移波痕，岩层顶部对称波痕、舌状三角洲中发育生长断层，底部有底面印痕和褶皱层理；7 粉砂质页岩和砂岩，粒层序，常见流卷构造和滑塌构造，富集植物碎屑；8 纹层状页岩和砂岩，植物碎屑，陆源结核，靠水道口一般不含化石，向下斜方向递变化海相页岩／灰岩，沿走向递变为湾内泥岩；9 含化石页岩，包含最深水陆架动物群。海相密集段或上倾方向等效沉积层。沉积物非补偿，缺氧，范围是推测的；10 需要进行研究，以弄清海进和海退相密集段的关系，见正文

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

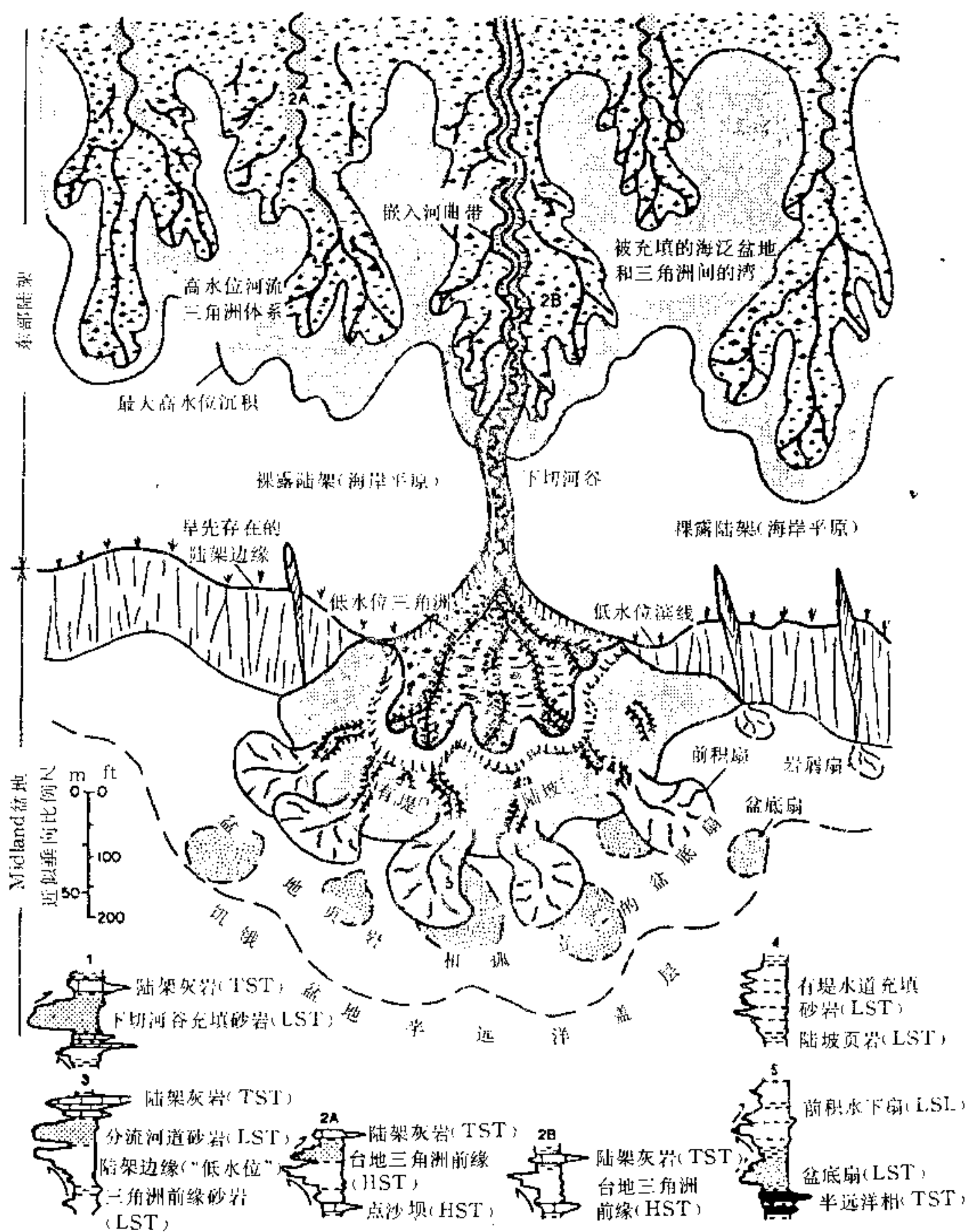


图 26-10 得克萨斯中—北部维尔吉尔和狼营世陆源碎屑体系最大前积的沉积体系域。据 Galloway 和 Brown（1972）修改。典型测井曲线显示构成体系域的各体系内部的相

相对海平面下降变慢，形成Ⅱ型不整合面和陆架边缘体系域。

在相对海平面加速下降使海岸线迅速迁移至陆架边缘之下以前，维尔吉尔和狼营统高水位体系很少前积至或超过先前的陆架边缘（图 26-10），高水位体系域主要限制在内陆架和

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

中陆架地区，这可能反映有限的沉积物供应或可能进一步反映不对称冰川性海平面升降旋回，在这些旋回内，间冰（高水位）幕比与之交替的冰川（低水位）幕延续时间要短得多。据推测，在海平面下降期，大量的低水位沉积物过路冲蚀了陆架支持了这一假设。

四、维尔吉尔和狼营世古地理的演化

一张已出版的垂向比例为1in＝200ft的地层横剖面区域网络图（Brown等，1987）和水平比例尺为1in＝3mile的连续高水位及低水位体系域砂岩等岩性图（Brown等，在准备中）为得克萨斯中—北部16个主要的维尔吉尔和狼营世海退幕的古地理解释（表26−2）打下了基础。本报告举例说明了组成三个海退幕的体系域的综合图象（图26−11、图26−12和图26−13）。

在维尔吉尔世的早期，高水位扇三角洲、河流三角洲和三角洲间沉积体系向被深水淹没的残存Home Creek陆架进积，源于Oklahoma南部的溪流提供了沉积物，得克萨斯北部的Ouachita山脉提供了小部分沉积物。例如，继Salem School灰岩沉积之后（表26−2），高水位体系域2C向残存Home Creek内陆架进积，在相对海平面快速下降下切Ⅰ型不整合面上的河流体系和斜坡低水位体系域3A的初始沉积之前，在Red River隆起的后面（北面）筑堤（图26−11）。在露头区，局部被经受强烈侵蚀的低水位下切河谷充填体系所切割的高水位河流三角洲及三角洲间体系代表这些体系域。根据砂岩岩性等值线的形态，推断了低水位三角洲体系的地下分布。在早维尔吉尔世低水位时期，沉积物未到达残存Home Creek陆架边缘以西的水体更深的Midland盆地。当相对海平面开始上升时，退积的Gonzales灰岩沉积在低水位和高水位体系域上。

到中维尔吉尔世，在下降的相对海平面使海岸线向西迁移至陆架边缘以下之前，沉积物供应的增加使高水位体系几乎前积至先前的陆架边缘。例如，在海平面下降使Ⅰ型不整合面和深入高水位海岸平原的嵌入河谷遭受侵蚀前，Swastika（Avis）高水位体系域5C（表26−2）前积至本研究区中部先前的Gunsight陆架边缘的附近（图26−12）。下切河谷使沉积物越过陆架在Midland盆地汇集形成低水位6A盆底扇、有堤陆坡扇和大型前积三角洲楔形体体系。在得克萨斯中—北部的露头区，这些体系域由受粗粒Avis河谷充填体系深切的高水位河流三角洲和三角洲间体系组成。低水位和高水位海岸平原被退积的Ivan灰岩超覆。

晚维尔吉尔世和狼营世高水位体系域在东部陆架上较少显示出前积和加积特征。例如，上Frye高水位体系域13C（表26−2）一般限定在东部陆架的内陆架和中陆架，不过有些高水位三角洲体系域局部地前积，穿过了外陆架（图26−13）。当相对海平面下降，Ⅰ型不整合面受侵蚀时，狭窄的低水位14A河谷，嵌入到高水位体系域和裸露陆架中。在露头区，嵌入河谷深深向下切入高水位体系域。在海平面上升向东远至现在的得克萨斯露头区沉积退积的Camp Colorado灰岩前，在先前的Stockwether陆架边缘的西面沉积了盆底扇和低水位三角洲体系（14A）。

综合分析16个主要层序（表26−2）的古地理和推断的旋回体系域，有可能相对精确地恢复晚宾夕法尼亚世和早二叠世得克萨斯中—北部的区域古地理（Brown等，在准备中）。本报告总结出的沉积模式（图版1、图26−7和图26−10）及其与相对海平面旋回的关系，是以横剖面的地层学格架、砂岩岩性图和自1958年以来取得的以前发表过的和未发表的研究成果为基础的，综合应用了自70年代中期以来主要由Exxon研究人员提出的层序地层概

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

念（Vail 等，1977；Vail 等，1984；Haq 等，1987；Vail，1987；Van Wagoner 等，1987；及其它未出版的稿件）。

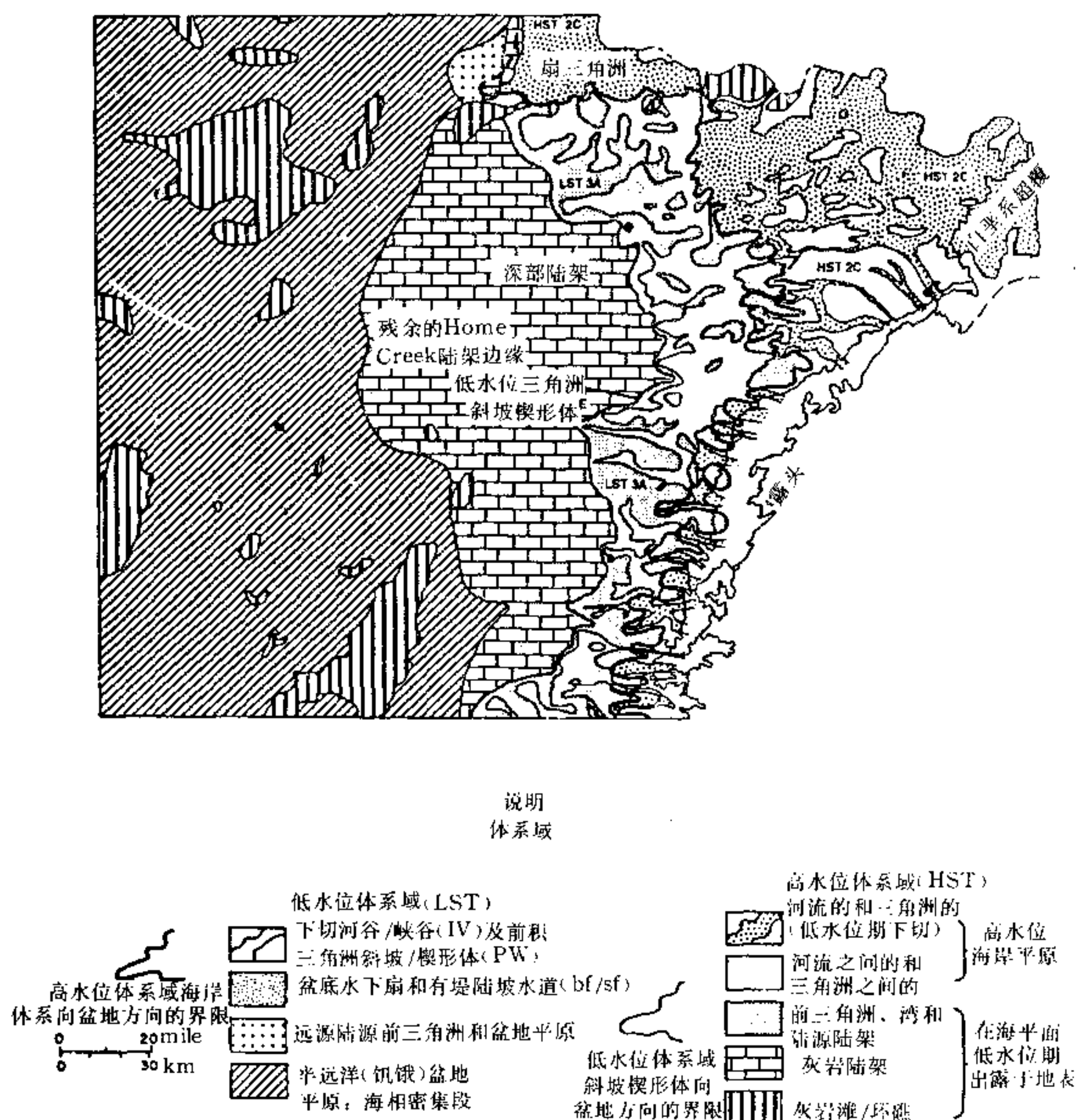


图 26-11 推断的得克萨斯中—北部维尔吉尔统未命名海退幕 2 内 Salem School 至 Gonzales 间高水位（2C）和低水位（3A）体系域的展布。据 Brown 等的图（在准备中）

五、旋回性海平面模式

要解释韵律层所显示的海平面的变化，需要进行两方面的全面研究：（1）利用地层关系确定相对变化的方向和幅度；（2）为全球性海平面升降、构造沉降、沉积载荷和压实指定适

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

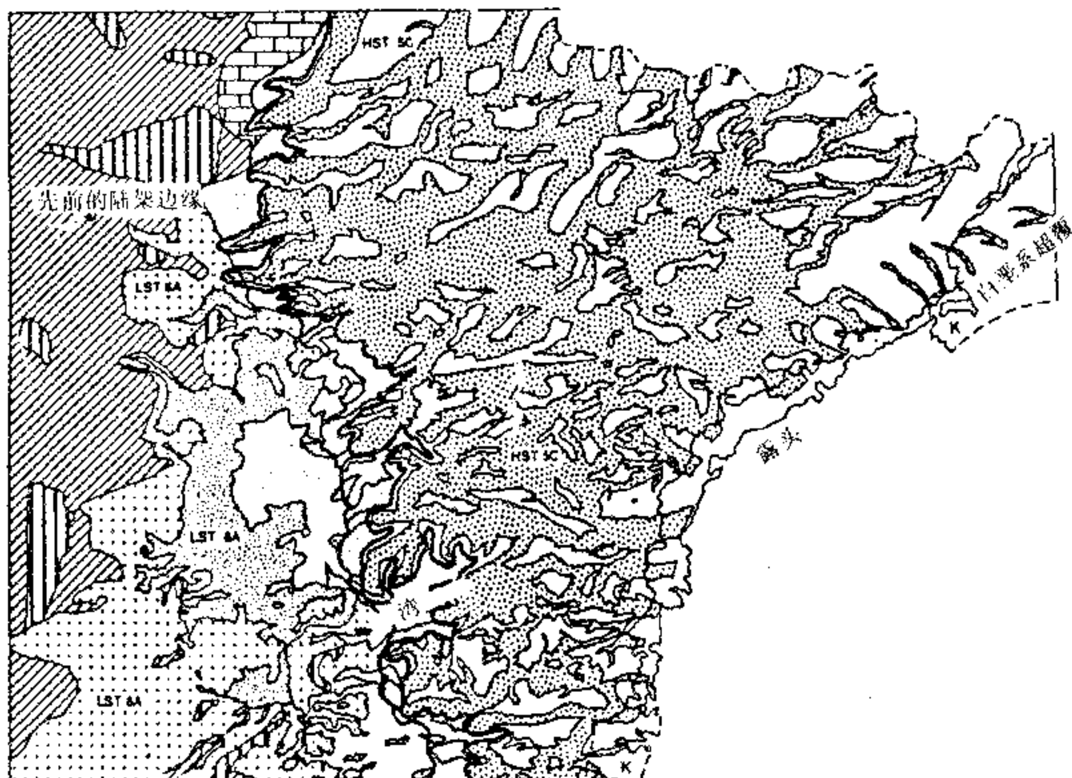


图 26-12　推断的得克萨斯中—北部维尔吉尔统 Swastika（Avis）海退幕 5 内 Gunsight 至 Ivan 间高水位（5C）和低水位（6A）体系域的展布。据 Brown 等的图（在准备中）。符号解释见图 26-11



图 26-13　推断的得克萨斯中—北部狼营统上 Frye 海退幕 13 内 Stockwether 至 Camp Colorado 间高水位（13C）和低水位（14A）体系域的展布。据 Brown 等的图（在准备中）。进一步解释见图 26-11

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

当的定量尺度。尽管不是没有问题，但是仍然可以相当精确地得到前者的记录，这与现有数据有关。然而，对可能引起相对海平面旋回的不同因素所起的相对作用的估计，充其量是一个近似值。

Heckel 和 Baesemann（1975）及 Heckel（1977）提出了一个更好地认识韵律层序的有效方法。他们指出，黑色磷质页岩（海相密集段）在 Midcontinent 韵律层中很常见，它代表相对海平面高水位期（更可能是快速上升的中期）的缺氧沉积。Yancey（1984）及 Boardman 和 Malinky（1985）对得克萨斯的黑色页岩作了类似解释，并把这一概念用于 Midland 盆地的东部陆架。

Vail 等（1977）叙述了如何利用建立在地层尖灭或超覆（分别叫做海岸上超、海岸顶超和海岸上超下移）基础上的准则来鉴别相对海平面上升、静止或下降，使根据地层证据确定相对海平面变化的方法得到了很大改进。他们进一步指出（1984），滨线后退不是可靠的相对海平面标志，最大滨线海进并不对应于相对的或全球性海平面的高水位。此外，他们断定，海相密集段（即"核心页岩"）的沉积不一定对应相对海平面的高水位，而且这些相的时代可能因盆地而异。Posamentier 等（1989）所做的模拟试验表明，主要的高水位沉积形成于相对海平面上升幕的晚期。相对海平面控制着沉积，所以，把它和全球性海平面旋回清楚地区别开来以及弄清它们的相互关系是非常重要的。Posamentier 等（1989）指出，即使在虚构的均匀盆地沉降条件下，相对海平面变化的速率和幅度与全球性海平面旋回也不一致。冰川作用和其它全球性事件（一个以上他生旋回的事件?）产生的全球性海面升降旋回表现出复杂的海平面变化速率和幅度，与非均匀（构造）沉降甚至与周期性板块内挤压旋回（Cloetingh，1986）的相互作用说明，相对海平面可能是复杂的全球性海平面变化和构造变化的结果。这是一个我最近在南非滨外被动大陆边缘盆地中认识到的可能现象。最后，根据古生物解释推断深度的相对变化是合适的和重要的，但是因为 Holocene 和宾夕法尼亚系热—深度梯度可能不同，因此，推断深度带的古生物解释（Boardman 和 Malinky，1985）不可能提供准确的绝对深度值。

我相信，得克萨斯中—北部维尔吉尔和狼营统的地层学解释，给控制旋回层序沉积的相对海平面变化的下述场面提供了证据：（1）海岸上超的下移，主要是侵蚀Ⅰ型不整合面，并沉积了由嵌入河流体系、盆底扇、有堤陆坡扇和前积河流三角洲楔形体体系所组成的低水位体系域（陆架边缘体系域极少）；（2）相对海平面准旋回上升，主要形成由加积、前积和海侵相组成的灰岩体系退积沉积；（3）最大海侵（不对应于最大相对高水位），以海相密集段或其上倾方向相应相沉积为特征；（4）晚期缓慢上升和早期缓慢下降的相对海平面，控制着主要由硅屑沉积中心内的台地河流体系、三角洲体系和三角洲间体系及更远处的陆架、环礁和台地区上的灰岩体系所组成的高水位加积体系和前积体系的沉积。要完全证实这些结论，将需要进行更细致的工作。但无论如何，这个相对海平面旋回的场景是一个工作模型，它综合了现有资料并考虑到遗留的问题。

证明单个过程的特征及其所起的作用比证明相对海平面变化问题要多得多，这些单个过程控制着在得克萨斯中—北部产生韵律层的特定的相对海平面旋回。自从 Wanless 和 Shepard（1936）提出韵律层的冰川性海面升降控制作用以来，大多数人引用了根据 Crowell（1978）及 Veevers 和 Powell（1987）等人的研究成果建立的全球性海平面升降旋回的概念，并对更新统层序仔细地作了模拟（Heckel，1986，与别人合作）。这些人与研究被动大陆边缘盆地的人（Vail 等，1984；Haq 等，1987，与别人合作）一样，采用均匀的

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

沉降速率。在某些地区，例如得克萨斯中—北部和南非滨外地区，可以证明存在断裂作用，其附近相应地存在板块会聚或扭压作用，因而不能忽视构造因素及假定沉降是均匀的。我们对大多数盆地的沉降史了解甚少。其它他生旋回过程，例如板块内挤压旋回（Cloetingh, 1986）和热冷却史中的异常变化（Sloss, 1988）可能已经影响着冰川性海平面升降旋回。不可否定相对海平面的旋回性变化贯穿了大部分地质时期，但是，有关各种全球性因素，全球板块的因素，盆地沉降和地壳均衡因素的相互作用，仍有待进一步研究。现在已经到了我们应该从为证实特定盆地中上古生代海平面模式所需要的深入盆地分析中分离出全球性综合的理性认识的时候了。

因此，一个冰川—全球性海平面升降模式和旋回的全球同时性的假设也许在事实上把全世界的石炭纪盆地的地层记录联系起来了。然而，只有全球性因素与区域和局部沉积及构造因素结合在一起，才能充分认识单独的盆地。例如，在许多盆地内可以鉴别出全球性海平面升降，但是，在各个盆地内，沉积、气候和构造因素影响盆地的海平面升降，导致大不相同的地质历史和地层记录。那些指望经历了相同的全球性海平面升降旋回的盆地发育相同的地层的人会要失望的。发现盆地之间的一个全球性规律，尽管是令人鼓舞的，但不是最后的答案，而仅仅是正确、全面的盆地分析的开始。

六、结　　论

该上宾夕法尼亚系和下二叠系沉积层序模式引出了许多需要用足够的地面和地下数据及观测资料来解答的问题。研究重点应该是（1）海相密集段，它们的产状，区域分布，所指示的水深以及与包括了“海进和海退”相的陆架灰岩单元的关系；（2）进一步证明陆架边缘和低水位体系域（盆底扇、有堤陆坡扇和前积三角洲楔形体）及它们与Ⅰ型和Ⅱ型不整合面、水下峡谷和嵌入河谷的关系；（3）在 Ouachita 体系、Oklahoma 拗拉槽和毗连的前陆构造单元（它们具有在得克萨斯中—北部证实了的层序）内测定时代和对比构造事件，如果可能，用晚古生代冰川性海平面升降事件来改进对比结果。

该模式是以横剖面和由多年的地面和地下分析得出的古地理图为基础的，它可以提供一个初步的区域层序地层体系，而且它能按需要进行修改和补充，直至成为一个经过充分检验的，由以不整合面为边界的层序、一些小间断面和沉积体系域所组成的系统。有如此密集的钻井控制和出露完整的露头，该地区是一个在这里可以提出许多基本问题的极好的天然实验室。也许，研究人员将利用这种区域性格架来统一专业性的和局部性的研究成果，检验未来的设想和概念。

（刘金辉译）

参 考 文 献

Adams, J.E., Frenzel, H.N., Rhodes, M.L., and Johnson, D.P., 1951, Starved Pennsylvanian Midland Basin: American Association of Petroleum Geologists Bulletin, vol. 35, p. 2600–2607.

Bloomer, R.R., 1977, Deposltional environments of a reservoir sandstone in West–Central Texas: American Association of Petroleum Geologists Bulletin, vol. 61, p. 344–359.

Boardman, D.R., 11, Mapes, R.H., Yancey, T.E., and Malinky, J.M., 1984, A new model for

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

the depth–related allogenic community succession within North American Pennsylvanian cyclothems and implications on the black shale problems, in Hyne, N.J., ed., Limestones of the Mid–continent: Tulsa Geological Society Special Publication No. 2, p. 141–182.

Boardman, D.R., Ⅱ , and Malinky, J.M., 1985, Glacial–eustatic control of Virgilian cyclothems in North–Central Texas, *in* McNulty, C.L., and McPherson, J.G., eds., Transactions: American Association of Petroleum Geologists Bulletin, Southwest Section, Fort Worth Geological Society, p. 13–23.

Brown, L.F., Jr., 1959, Problems of stratigraphic nomenclature and classification, Upper Pennsylvanian, North–Central Texas: American Association of Petroleum Geologists Bulletin, vol. 43, p. 2866–2871.

Brown, L.F., Jr., 1960a, A traverse of post–Avis Cisco rocks, Brazos Valley, North–Central Texas, *in* Hambleton, Thomas, ed., A study of the Cisco facies near Breckenridge, Texas: Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Permian Basin Section, Annual Field Trip Guidebook, p. 1–5.

Brown, L.F., Jr., 1960b, Stratigraphy of the Blach Ranch–Crystal Falls section (Upper Pennsylvanian), Northern Stephens County, Texas: University of Texas, Austin, Bureau of Economic Geology Report of Investigations No. 41, 45 p.

Brown, L.F., Jr., 1962, A stratigraphic datum, Cisco Group (Upper Pennsylvanian), Brazos and Trinity Valleys, North–Central Texas: University of Texas, Austin, Bureau of Economic Geology Report of Investigations No. 46, 42 p.

Brown, L.F., Jr., 1967, Virgil and lower Wolfcamp repetitive environments and the depositional model, North–Central Texas, *in* Elam, J.G., and Chuber, S., eds., Cyclic sedimentation in the Permian Basin, West Texas Geological Society Symposium Publication 69–56, p. 115–134.

Brown, L.F., Jr., 1969a, Late Pennsylvanian paralic sediments, *in* Wermund, E.G. and Brown, L.F., Jr., eds., Guidebook to the Late Pennsylvanian shelf sediments, North–Central Texas: American Association of Petroleum Geologists Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Annual Meeting, Dallas Geological Society, p. 21–33.

Brown, L.F., Jr., 1969b, Geometry and distribution of fluvial and deltaic sandstones (Pennsylvanian and Permian), North–Central Texas, *in* Winters, S.S., ed., Geology of the American Mediterranean: Gulf Coast Association of Geological Societies Transactions, vol. 19, p. 23–47.

Brown, L.F., Jr., 1969c, North Texas (Eastern Shelf) Pennsylvanian delta systems, *in* Fisher, W.L., Brown, L.F., Jr., Scott, A.J., and McGowen, J.H., Delta systems in the exploration for oil and gas: The University of Texas at Austin, Bureau of Economic Geology Special Publication, p. 40–53.

Brown, L.F., Jr., 1973, Cisco depositional systems in North–Central Texas, *in* Brown, L.F., Jr., and others, Pennsylvanian depositional systems in North–Central Texas, a guide for interpreting terrigenous clastic facies in a cratonic basin: The University of Texas at Austin, Bureau of Economic Geology Guidebook 14, p. 57–73.

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

Brown, L.F., Jr., 1979, Deltaic sandstone facies of the Mid–continent, *in* Hyne, N.J., ed., Pennsylvanian sandstones of the Mid–continent: Special Publication No. 1, Tulsa Geological Society, p. 35–63.

Brown, L.F., Jr., and Fisher, W.L., 1977, Seismic–stratigraphic interpretation of depositional systems: examples from Brazilian rift and pull–apart basins, *in* Payton, C.E., ed., Seismic stratigraphy–applications to hydrocarbon exploration: American Association of Petroleum Geologists Memoir 26, p. 213–248.

Brown, L.F., Jr., and Fisher, W.L., 1979, Seismic stratigraphic interpretation and petroleum exploration: American Association of Petroleum Geologists Continuing Education Course Note Series No. 16, 181 p.

Brown, L.F., Jr., and Goodson, J.L., 1972, Abilene Sheet: The University of Texas at Austin, Bureau of Economic Geology Geologic Atlas of Texas, scale 1 : 250,000.

Brown, L.F., Jr., Solis Iriarte, R.F., and Johns, D.A., 1987, Regional stratigraphic cross sections, Upper Pennsylvanian and Lower Permian strata (Virgilian and Wolfcampian Series), North–Central Texas: The University of Texas at Austin, Bureau of Economic Geology Cross Sections, 27 p., 27 plates.

Brown, L.F., Jr., in preparation, Regional depositional systems tracts, paleogeography, and sequence stratigraphy, Upper Pennsylvanian and Lower Permian strata, North–Central Texas: The University of Texas at Austin, Bureau of Economic Geology Report of Investigations.

Cheney, M.G., and Goss, L.F., 1952, Tectonics of Central Texas: American Association of Petroleum Geologists Bulletin, vol. 36, p. 2237–2265.

Cleaves, A.W., 111, 1975, Upper Desmoinesian–lower Missourian depositional systems (Pennsylvanian), North–Central Texas: unpublished Ph.D. dissertation, The University of Texas at Austin, 256 p.

Cloetingh, Sierd, 1986, intraplate stresses: A new tectonic mechanism for fluctuations of relative sea level: Geology, vol. 14, p. 617–620.

Crowell, J.C., 1978, Gondwana glaciation, cyclothems, central positioning, and climate change: American Journal of Science, vol. 278, p. 1345–1372.

Erxleben, A.W., 1975, Depositional systems in the Canyon Group (Pennsylvanian System), North–Central Texas: The University of Texas at Austin, Bureau of Economic Geology Report of Investigations No. 82, 75 p.

Fisher, W.L., and Brown, L.F., Jr., 1972; revised, 1984, Clastic depositional systems–a genetic approach to facies analysis, an annotated outline and bibliography: The University of Texas at Austin, Bureau of Economic Geology Special Publication, 105 p.

Galloway, W.E., and Brown, L.F., Jr., 1972, Depositional systems and shelfslope relationships in Upper Pennsylvanian rocks, North–Central Texas: The University of Texas at Austin, Bureau of Economic Geology Report of Investigations No. 75, 62 p.

Haq, B.U., Hardenbol, J., and Vail, P.R., 1987, Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic: Science, vol. 235, p. 1156–1166.

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

Heckel. P.H., 1977, Origin of phosphatic black shale facies in Pennsylvanian cyclothems of Mid–Continent North America: American Association of Petroleum Geologists Bulletin, vol. 61, p. 1045–1068.

Heckel, P.H., 1986, Sea–level curve for Pennsylvanian eustatic marine transgressive–regressive depositional cycles along midcontinent outcrop belt, North America: Geology, vol. 14, p. 330–334.

Heckel, P.H., and Baesemann, J.R., 1975, Environmental interpretation of conodont distribution in Upper Pennsylvanian (Missourian) megacyclothems in eastern Kansas: American Association of Petroleum Geologists Bulletin, vol. 59, p. 486–509.

Hentz, T.F., and Brown, L.F., Jr., 1987, Wichita Falls–Lawton Sheet: The University of Texas at Austin, Bureau of Economic Geology Geologic Atlas of Texas, scale 1 : 250,000.

Jackson, W.E., 1964, Depositional topography and cyclic deposition in West–Central Texas: American Association of Petroleum Geologists Bulletin, vol. 48, p. 317–328.

Lee, Wallace, 1938, Stratigraphy of the Cisco Group of the Brazos basin, *in* Lee, W., Nickell, G.O., Williams, J.S., and Henbest, L.G., Stratigraphic and paleontologic studies of the Pennsylvanian and Permian rocks in North–Central Texas: University of Texas, Austin, Bureau of Economic Geology Publication 3801, p. 11–90.

McGowen, J.H., 1964, The stratigraphy of the Harpersville and Pueblo Formations, southwestern Stephens County, Texas: unpublished M.S. thesis, Baylor University, Waco, Texas, 440 p.

Plummer, F.B., and Moore, R.C., 1921, Stratigraphy of the Pennsylvanian formations of North–Central Texas: University of Texas, Austin, Bulletin 2132, 237 p.

Posamentier, H.W., Jervey, M.T., and Vail, P.R., 1989, Eustatic controls on clastic deposition, *in* Wagoner, J.C., ed., Sea level research–an integrated approach: Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication No. 42, Tulsa, Oklahoma (in press).

Rall, R.W., and Rall, E.P., 1958, Pennsylvanian subsurface geology of Sutton and Schleicher Counties, Texas: American Association of Petroleum Geologists Bulletin, vol. 42, p. 839–870.

Ray, J.R., 1968, Stratigraphy of the Moran and Putnam Formations, Lower Permian, Shackelford and Callahan Counties, Texas: unpublished M.S. thesis, Baylor University, Waco, Texas, 200 p.

Sarg, J.F., and Lehmann, P.J., 1986, Lower–middle Guadalupian facies and stratigraphy, San Andres / Grayburg Formations, Permian Basin, Guadalupe Mountains, New Mexico, *in* Moore, G.E., and Wilde, Garner, eds., San Andres / Grayburg Formations, Guadalupe Mountains, New Mexico and Texas field trip guidebook: Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Permian Basin Section Publication No. 86–25, p. 1–35.

Seals, M.J., 1965, Lithostratigraphic and depositional framework, near–surface Upper Pennsylvanian and Lower Permian Strata, southern Brazos valley, North–Central Texas: unpublished M.S. thesis, Baylor University, Waco, Texas, 128 p.

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

Sloss, L.L., 1988, Forty years of sequence stratigraphy: Geological Society of America Bulletin, vol. 100, p. 1661–1665.

Vail, P.R., 1987, Seismic stratigraphy interpretation using sequence stratigraphy, Part 1: Seismic stratigraphy interpretation procedures, *in* Bally, A.W., ed., Atlas of seismic stratigraphy:

American Association of Petroleum Geologists, Studies in Geology No. 27, vol. 1, p. 1–10.

Vail, P.R., Bubb, J.N., Hatlelid, W.G., Mitchum, R.M., Sangree, J.B., Thompson, S., 111, Todd, R.G., and Wldmier, J.M., 1977, Seismic stratigraphy and global changes of sea level, Parts 1–11, *in* Payton, C.E., ed., Seismic stratigraphy–applications to hydrocarbon exploration: American Association of Petroleum Geologists Memoir 26, p. 49–212.

Vail, P.R., Hardenbol, J., and Todd, R.G., 1984, Jurassic unconformities, chronostratigraphy, and sea–level changes from seismic stratigraphy and biostratigraphy, *in* Schlee, J.S., ed., Interregional unconformities and hydrocarbon accumulation: American Association of Petroleum Geologists Memoir 36, p. 129–144.

van Eysinga, F.W.S., 1978, Geologic time table (3d ed.): Amsterdam, Elsevier Scientific Publishing Company, 1 p.

van Siclen, D.C., 1958, Depositional topography–examples of theory: American Association of Petroleum Geologists Bulletin, vol. 42, p. 1897–1913.

van Wagoner, J.C., Mitchum, R.M., Jr., Posamentier, H.W., and Vail, P.R., 1987, Seismic stratigraphy interpretation using sequence stratigraphy, Part 2: Key definitions of sequence stratigraphy, *in* Bally, A.W., ed., Atlas of seismic stratigraphy: American Association of Petroleum Geologists, Studies in Geology No. 27, vol. 1, p. 11–14.

Veevers, J.J., and Powell, C.McA., 1987, Late Paleozoic glacial episodes in Gondwanaland reflected in transgressive–regressive depositional sequences in Euramerica: Geological Society of America Bulletin, vol. 98, p. 475–487.

Waller, T.H., 1966, The stratigraphy of the Graham and Thrifty Formations, southeastern Stephens County, Texas: unpublished M. S. thesis, Baylor University, Waco, Texas, 370 p.

Wanless, H.R., and Shepard, F.P., 1936, Sea level and climatic changes related to late Paleozoic cycles: Geological Society of America Bulletin, vol. 47, p. 1177–1206.

Yancey, T.E., 1984, Cycle correlation in late Pennsylvanian strata of the Midland Basin, *in* Moore, George, and Wilde, Garner, eds., Transactions: American Association of Petroleum Geologists, Southwest Section, West Texas Geological Society Publication 84–78, p. 155–159.

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

第二十七篇　墨西哥湾密西西比扇的沉积历史、相态与层序地层学

Paul Weimer

摘要　密西西比扇是一个较大的以泥质沉积为主的海底扇，从上新世晚期到更新世，沉积于墨西哥湾的深水处，厚度超过4km。通过对扇体上19000km的多道地震资料的分析，划分了17个地震层序，每个层序都以一系列的水道、天然堤和溢岸（overbank）沉积为特征，伴有其它的块体流沉积。在9个层序的底部，由丘状、乱岗状、杂乱状和亚平行反射的多种地震相构成，大约占每个层序的10—20%的沉积。这些相在横剖面上呈丘形，出现在扇区的两个大区域内。在上扇和中扇，它们产于水道之下，呈长条状，类似于水道的分布。从中扇到下扇，它们呈扇形分布，宽度向扇下逐渐加大，这些相被解释为由无组织的滑移层、碎屑流沉积和浊流沉积形成的，并非正式称为块体流复合体。

覆于这些底部层之上的所有层序的特征，是发育良好的水道—天然堤体系，占扇体沉积物的80—90%。水道沉积具强振幅、亚平行的反射结构。天然堤沉积具亚平行反射，振幅从底部的中—强，向上变弱，这种振幅在垂向上的变化，可能反映了天然堤沉积在垂向上粒度和层厚的减小。而溢岸沉积的反射则由互层的亚平行到乱岗状和丘状反射构成。说明既有来自水道的浊流沉积，也有来自斜坡的滑移层和碎屑流沉积。

上新世—更新世海平面升降旋回，被认为是扇沉积样式和年代的主要控制因素。块体流复合体解释为海平面降低时的沉积，反映了沉积体来自陆坡上部和外陆架海底峡谷形成时的溯源滑塌。水道和天然堤体系是海平面下降到接近其最低位置时沉积的，沉积物来源于三角洲、通过海底峡谷搬运到深盆中。在高水位期，较薄的半深海沉积物沉积在扇表面。

密西西比扇作为以泥为主的海底扇的勘探模型，并有4个远景储集岩相，即线性分布的水道砂，位于下倾方向水道末端的非水道化砂岩（可能是舌状体砂岩），在一些层序中，紧邻初始水道沉积的潜在的偏砂天然堤沉积和有限的块体流复合体。

一、引言和前人的工作

密西西比扇是一个较大的海底扇，从上新世晚期到更新世沉积于墨西哥湾北部深水中（图27–1）。全扇区的等厚图显示，它的最大沉积厚度超过4km（图27–2）。现在的扇面西北以Sigskee海崖为界，东以Florida海崖为界，南以Campeche海崖为界（图27–1）。此扇面向东南和西南方向逐渐进入墨西哥湾分别为3400m和3600m深水中。Boum等（1983，1985）将扇分成4个大区（1）密西西比峡谷，它从200m水深处延伸至1200m水深处；（2）上扇，从1200m水深到2000m水深；（3）中扇，位于水深2000～3100m之间；（4）下扇，从3100m水深处延伸到3600m水深处。最新的扇水道起于1200m水深，延伸至3400m水深处，在中扇和下扇区有一弯曲水道（图27–1）。

密西西比扇是进行过最全面研究的现代扇之一，部分是由于石油工业的兴趣和该扇邻近北部和西北部大陆斜坡上的活跃勘探区。它是充填了墨西哥湾北部上新世到更新世沉积中心的一部分。此沉积中心由沉积在陆架上、部分受局限于盆地的陆坡上和深处未受局限的形成的海底扇盆地沉积构成。

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

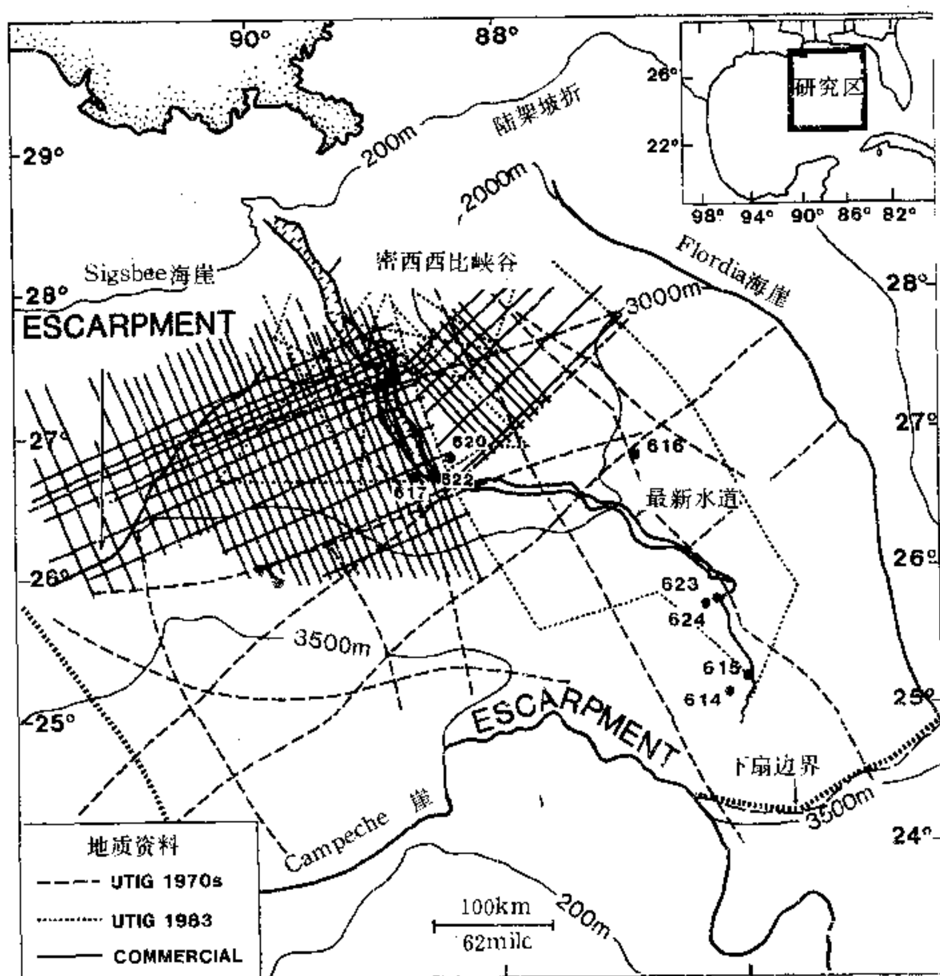


图 27-1 图示密西西比扇主要的物理地貌特征、水深、最新水道、深海钻探计划第 96 号站的位置和地震资料测网，实线代表商业地震资料，点线代表 UTIG1983 的资料，长虚线代表 1970UTIG 的资料，宽点线代表下扇边界

最初对扇进行区域性研究运用了美国国家海洋调查 Kane（USNS KANE）采集的 160kJ 电火花回声测声仪资料（Stuart and Caughty，1976）和少量附加的多道地震测线（Moore et al.，1978，1979）。Shaub 等（1984）将墨西哥湾深部地层分成 6 个主层序，其中最新的更新世层序（Sigsbee）包括密西西比扇。Feeley（1984）首次运用多道地震资料对扇体作了区域性研究，并识别出 8 个地震层序。Feeley（1984）和 Shaub（1984）等均将扇的底部放在扇的可识别的最老的河道天然堤体系的底部。该边界与墨西哥湾深部地震相中由具平行反射的席状过渡到具亚平行反射的楔形体的变化相对应。这种地震相变化解释为反映了从生物碎屑和陆源碎屑的混合沉积到与海底扇有关沉积的变化。

绝大多数研究集中在最新的水道沉积及其伴生沉积物上。Garrison 等（1982）、Bouma 等（1983）和 Stelting 等（1986）利用最初的高分辨率地震资料和侧向扫描声纳（Side-scan Sonar）资料对最新的水道沉积和"扇朵状体"（fanlobe）（Bouma 等人，1985a）进行了研究。1983 年秋季，在深海钻探计划 96 站内有 9 个点取到了最新扇朵状体

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

的岩心。有1个点（615）钻穿了2个完整的扇朵状体。密西西比扇是第一个用深水钻取心装置研究的现代扇、所以能够进行岩性与地震相的对比。有关钻探的结果请参阅 Bouma 等人的文章（1985b，1986）。

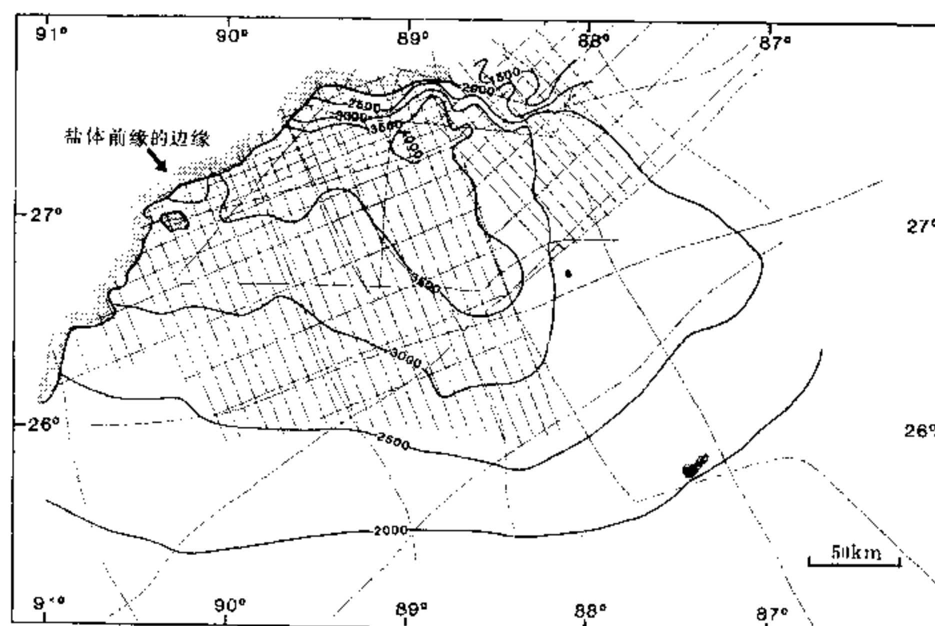


图 27–2　密西西比扇沉积等厚图，等值线间距为 500m，灰色线是编图和图 27–3 所用地震资料的分布

利用 DSDP96 站的钻探资料进行的几项研究，弄清了最新水道的演化过程。通过两项对中扇区的一个曲流水道段的研究证明，水道在整个发育过程中，向扇端迁移了 1.2km，侧向迁移 2.0km，加积了 170m（Kastens and Shor，1985，1986；Stelting 等人，1985）。这些作者的结论是：水道在最初沉积时已开始曲流化，在整个发育过程中，弯曲度不断增加。通过综合高分辨率地震资料和 SeaMARC 资料，对扇端沉积也进行了研究（O′Connell，1986；O′Connell 等人，印刷中）。

自从进行 DSDP96 站钻探以来，美国地质调查所利用 GLORIA Ⅱ（侧向扫描声纳）和为 EEZ（专有经济带，exclusive economic zone）研究计划而作的高分辨率和中分辨率的地震资料对整个墨西哥湾进行了调查（EEZ Scan 85 Scientific Staff，1987；Twichell 等人，印刷中）。Walters（1985）研究了扇北部大陆斜坡中上新世到更新世的沉积分布。Weimer 和 Buffler（1989a）提出了怎样综合利用 DSDP96 站的钻探结果和多道地震资料解释扇体中年代较老的部分。Weimer 和 Buffler（1988）运用大量均匀分布地震测网的多道地震资料划出了上扇和中扇中的 17 个地震层序。他们注意到，每一个层序基本上由河道—天然堤体系构成，并对整个扇区相应的 17 个孤立的河道—天然堤体系作了图。

本文的目的在于：（1）从这些均匀分布的测网的多道地震资料的详细研究中比较详细地确定密西西比扇的层序地层框架；（2）确定地震相及其分布，并解释其沉积过程；（3）提出一个概括性的沉积模式，把它的沉积时代与海平面及扇西北部内陆坡盆地联系起来；（4）指出与扇的北部和西北部上新世—更新世期间内陆坡盆地沉积与其它海底扇相类似的可能储集层段。

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

二、资 料 收 集

为了本项研究，解释了将近 19000km 的多道地震资料，它们来自三个不同的数据集（图 27–1）：（1）近 4000km 的 6 次和 12 次叠加的地震资料，是由 UTIG（得克萨斯大学地球物理研究所），在 1976～1979 年采集的，以及由 USNS Kane1969 年收集的单道的资料（Feeley（1984）在她的密西西比扇研究中用过这些资料）；（2）另外 3000km 的 24 道地震资料是由 UTIG 在 1983 年夏采集的；（3）有 12000km 的 24 和 48 道的商业地震资料，后者以规则的测网（8×6，12，24km）跨越上扇和中扇区，扇体大多数较老部分位于该区。另外，还利用了 DSDP96 站的 9 口井的资料。迄今为止，壳牌海上石油公司在东部钻了一口深井，该井钻穿了整个扇体（图 27–3），但是该井资料是保密的，本项研究中无法利用。

这些规则测网的地震资料和 DSDP96 站的资料，使得我们可以对密西西比扇较老的深埋部分进行比先前详细得多的研究。又因为商业地震采用较好的采集和处理参数，其质量比 UTIG 和单道地震资料强得多。此外，商业地震资料的垂直放大小得多（在海平面上，UTIG 资料是 7.7×，商业资料是 3.3×），所以，许多细节，甚至重要的地层接触关系，也能较好的分辨。

三、层序地层学

本项研究中，运用了 Vail 等（1977）和 Vail（1987）提出来的一些基本的地震地层学技术。在扇体中反复识别了两根同相轴（图 27–4），一根以侧向连续反射为特征（层偶），在整个扇区可以追踪。这些边界的连续性说明了它们代表主要由生物软泥组成的密集段。这种解释是基于在斜坡（Armentrout，1987；Sangree 等，1988）和外陆架上（Coleman and Roberts，1988）所证实的同样广泛分布的层偶反射得出的。推断：这些密集段是在上新世—更新世海平面相对高时沉积于整个扇区的，当时很少有陆源碎屑抵达扇区，所以半深海沉积占优势。DSDP96 站的岩心表明，全新世的扇沉积物由 0.5～1.5m 厚的深海有孔虫软泥组成。这些软泥被认为是根据地震资料解释出的比较老的深埋部分扇体中的密集段的现代相似物。

密集段通常受到上覆地层的局部侵蚀、上超和下超（图 27–4），层序底部的侵蚀面代表层序的边界，而下伏密集段的顶部是与侵蚀性层序边界可以对比的整合面。密集段代表了一个很长的地质时期，此时，主要沉积作用集中在陆架上。侵蚀层序边界反映早期受侵蚀，继之以上覆层序的沉积。这个侵蚀面解释为代表 Vail（1987）的Ⅰ型层序边界在深海的表现。

Bouma 等人（1985a）在密西西比扇的研究中引用了术语“扇朵状体”（Fanlobe），并用来描述了这个扇内的主要沉积单元。他们注意到，每个扇朵状体均由水道—溢岸沉积复合体组成，其中的地震相在横向和垂向上均有变化。扇朵状体呈长条状，其宽度取决于先前存在的地貌。扇朵状体大概等同于本研究中所识别的层序。本文中没有采用“扇朵状体”（Fanlobe）这个术语，因为我相信，密西西比扇在区域沉积层序方面研究和了解的最好的。

在密西西比扇区，已经识别出 17 个地震层序，它们呈区域性到亚区域性分布，并分别

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

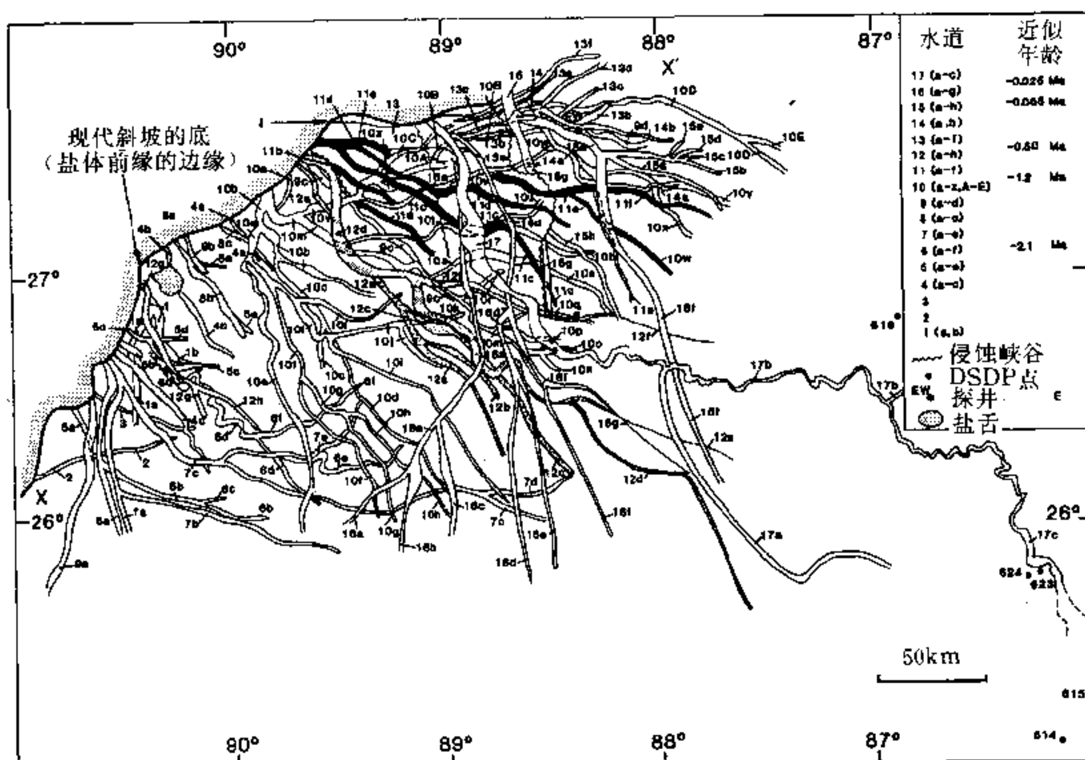


图 27-3 在密西西比扇中证实的 17 个不同的水道一天然堤体系（CLS）的水道谷地的位置
水道标有数字 1～17（从老到新）。在每一个 CLS 中，不同年代的水道从老到新标有字母（a、b 等）。中扇 DSDP 点东南部最新水道的延伸方向选自 EEZ Scan85 Scientific Staff（1987）。某些层序边界的近似年龄选自 Walter（1985）。层序 11、12 的水道用阴影标出。地震资料分布参见图 27-2，本图是根据 Weimer 和 Buffler（1988）的图修改

用数字 1～17（由最老至最新）编号。每个层序由河道、天然堤和溢岸沉积以及与各种伴生的块体流（如滑移和碎屑流）沉积体组成（图 27-4）。Weimer 和 Buffler（1988，1989a）和 Weimer（印刷中）认为，那些被埋葬的较老的水道沉积以一个亚平行、高振幅反射带（HAR）为特征，被解释为与最年青的河道相类似的粗粒充填河道沉积（图 27-4）(Kastens and Shor，1985，1986)。天然堤沉积以变振幅、中一好的连续性的亚平行的反射结构为特征。与块体搬运有关的沉积则以多种反射结构为特征：丘状、乱岗状、杂乱状到亚平行状（图 27-4）。水道一天然堤体系在这里定义为由沉积于一个层序内的所有水道。天然堤和溢岸沉积的总和。"天然堤"这个术语是一个描述性地貌学术语。在任何层序内，水道一天然堤体系可以由一个或几个冲蚀分叉形成的网状水道组成（图 27-4）。那些单个的水道被认为是一个水道一天然堤沉积体系中的一部分，因为它们是不会被发育良好的层序边界分隔的。水道谷地是以顺扇而下的水道的总趋向来定义的，并由在两翼天然堤之间的 HAR 带组成（图 27-4）。这里非正式地采用了这个术语，因为象河道体系一样，海底扇水道并没有限制在谷地中。

层序的相对侧向分布和代表性沉积物如区域性走向横剖面所示（图 27-5）。每个层序在横剖面上通常是两个楔形体，并且天然堤和溢岸沉积在远离水道处变薄。层序通常按体积大小、几何形态和位置来分布。扇的最厚部分与最新的水道沉积的位置对应（图 27-2、图 27-3、图 27-5）。

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

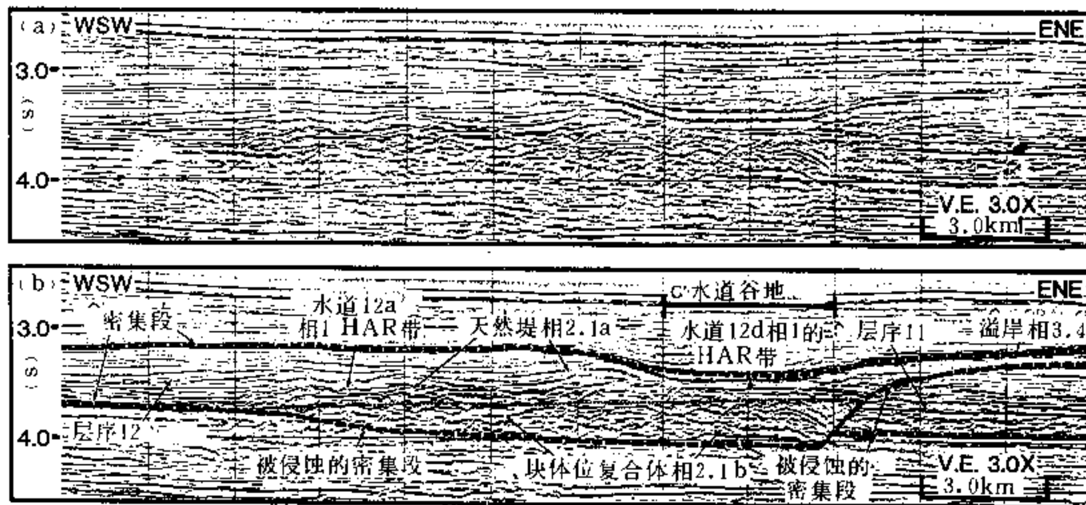


图 27-4　通过层序 11、12 的地震剖面，说明密西西比扇的主要地震相

(a) 未解释；(b) 已解释。粗虚线代表侧向连续的层偶反射，解释为层序 12 顶、底的密集段或该密集段已被侵蚀处。下部密集段向西南向被削截；相应的侵蚀面穿过剖面向东—东北延伸，形成 I 型层序边界。下部密集段的顶面是侵蚀性层序边界的可以对比的整合面。层序 12 紧邻或上超在层序 11 广泛遭受侵蚀的部分上。层序 12 出现两条水道（a 和 d），以高振幅反射（HAR）为标志，并有勾出的水道 12d 谷地。两翼的天然堤（相 2.1a）沉积上比水道高，由亚平行到发散的反射结构组成、远离水道处变薄。注意相 2.1a 的振幅变化由层序底部（及邻接水道 12a 处）的强振幅向顶部变弱。MTC（相 2.1b）位于两个水道之下并覆盖了侵蚀面，外形呈丘形，由乱岗状、丘状反射组成，具有中—强振幅。细的虚线代表 MTC 和上覆相间的边界。剖面位置参见图 15。V.E.＝垂向放大

密西西比扇的 17 个层序中，每个水道—天然堤体系的水道各地示于图 27–3。层序中的水道按相对年代次序（从最老到最新）标以相应数字 1～17。在图 27–3 上，在任何单个层序内，根据单个水道间的超覆关系，从老到新标有字母（a、b 等），图 27–3 是一张水道谷地图，代表整个水道的沉积，而不是最初和最终的水道位置。扇水道向北可追踪到现代下部陆坡的底部，在那里，由于第四纪的盐丘变形，它们被下部陆坡所覆盖或者并入下部陆坡中，5 个层序的大致年代引自 Walters（1985）的研究成果，他根据扇北部上部陆坡的探井资料确定了地震同相轴年龄，然后沿同相轴向下追踪到密西西比扇。

密西西比扇有一个复杂的发育历史（图 27–3，图 27–5）。在上新世—更新世期间，扇体总体上从西向东迁移；这种向东的迁移可能与大陆斜坡上的三角洲沉积中心向北和向北西迁移有关。在六个层序的底部，有明显的侵蚀面向盆地延伸（7、10、12、15、16、17 见图 27–5），并削截较老的层序，侵蚀作用有时侵蚀掉下伏层序 200m 厚的沉积物（图 27–5）。层序内的水道形成于较老的水道—天然堤体系的翼部，所以上覆层序分布显示了先前的地貌的影响。Weimer（印刷中）根据 4 个描述性参数记述了水道演化中相当大的变化：加积作用、侧向迁移、弯曲度和分叉程度。

与其它现代大型海底扇相反（如 Amazon 和 Rhone 扇），密西西比扇在整个沉积过程中，显然没有任何单一的海底峡谷通过它将沉积物搬运到深水中。相反，三角洲沉积中心的变化导致了许多不同年代的海底峡谷在陆坡上形成。在北部的陆架上，已经用地震方法画出将近 10–15 个上新世—更新世中的海底峡谷（G.Steffer，1988；个人通讯）。4 个层序中包

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

含的水道起源于斜坡（层序 9、10、12、14），彼此相距甚远（>100km），说明对一些层序而言，存在多重峡谷和多种沉积物源（图 27–3）。目前，唯有穿过陆坡的最年青的峡谷保存完好；所有较老的海底峡谷均已变形并并入陆坡中。

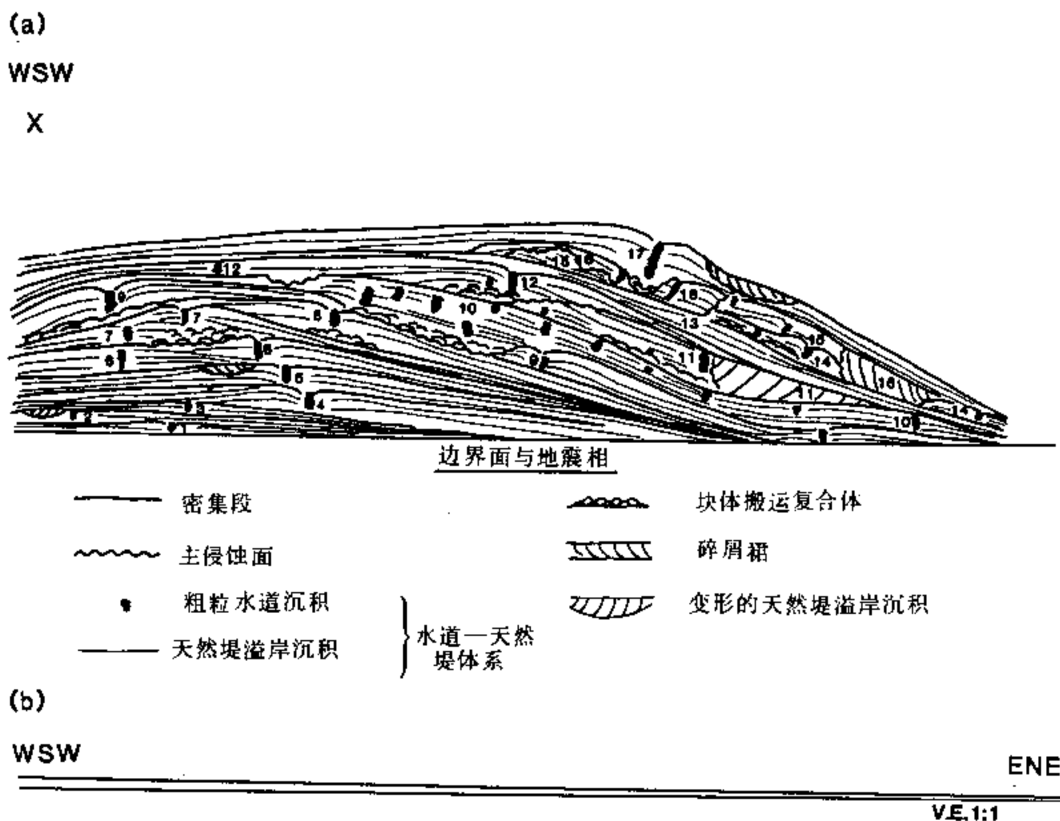


图 27–5　穿过密西西比扇北东—南西向示意性的走向横剖面，显示标有数字的每个层序的分布、边界和沉积环境

与（b）图的实际垂向比例尺相比，（a）图的垂直比例尺极度放大。有关特征的讨论见正文。XX′ 的位置参见图 23–3

四、构 造 背 景

在扇区北部，存在 4 种不同的构造样式（位于盆地平原和下陆坡的密西西比扇褶皱带和三种不同样式的盐变形构造）影响了密西西比扇的沉积作用、发育方式和最终的沉积物分布（图 27–6）。密西西比褶皱带是一系列大致上东西延伸的背斜。下面基本上垫以向北倾的逆断层（图 27–6，图 27–7）。各褶皱带的核部认为是盐底辟（图 27–7）。褶皱所涉及的地层年代从中侏罗统到上新统。它是 Shaub 等人（1984）（图 27–7）根据与墨西哥湾深部已证实的地层进行地震对比得到的。某些褶皱的顶部为深海侵蚀所削截（图 27–7）。褶皱和逆冲断层解释为中新世形成。是沉积在现代路易斯安娜海岸平原中的沉积物广泛负载造成的。绝大多数挤离（脱底 decollement）构造形成在覆盖了盐的深度上。由于深部挤离构造趾部的

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

局部挤压作用，在盐层尖灭端形成逆断层和褶皱。褶皱带形成后，深部盐核部的盐层继续生长并挤入一些褶皱中（图 27−6，图 27−7）。有关褶皱带构造地质的详细内容请参阅 Weimer 和 Buffler（1989b）的文章。

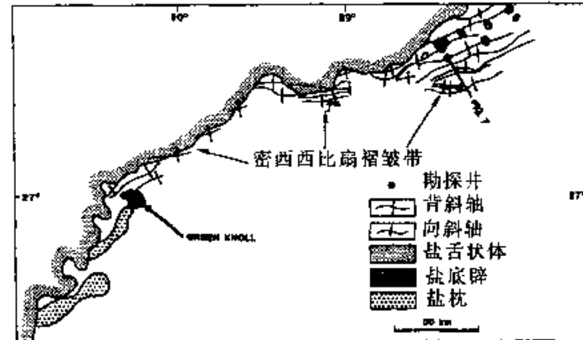


图 27−6 墨西哥湾东北部深处影响密西西比扇沉积的构造单元图

阴影部分表示区内不同样式的盐变形构造的分布。密西西比扇褶皱带用背斜和向斜轴所示。在中区和西区，褶皱带为浅的盐层披覆，本研究所用地震资料不能分辨。图中示有图 27−7 地震剖面位置

8 个较老的密西西比扇层序（1—8，图 27−5）对着褶皱带的不同区尖灭，说明褶皱带形成后，构成了一个地貌高，并影响了扇体的早期沉积作用（图 27−7）。层序 9 是沉积在褶皱带上的第一个层序（图 27−7）。在北部地区，扇沉积厚度明显减薄，反映了这个构造高的存在（图 27−2）。一些较新的层序在穿过褶皱时局部厚度减薄，指示褶皱的复活生长。

浅部和深部的盐变形也对扇的沉积作用产生重大的影响。当今墨西哥湾北部的大陆坡就是由一系列的盐变形产生的地貌高和低组成（例如 Bouma 等 1978；Martain1978，1984；Amentrout 等，待出版）。在整个上新世—更新世期间，均有盐变形出现。扇区西北部的 Sigsbee 陡崖是盐向盆地方向运动形成的（图 27−1）。它是一系列在整个更新世期间一直向盆地方向运动的接合在一起的盐舌（Nelson and Fairchild，1989）。在西部（图 27−6），呈推覆状几何形态的盐体已经流过扇体最老的部分。在扇体北部，盐体形成了一系列更加直立的脊。扇体较新部分已上超在这些盐变形产生的一系列构造高上。而在扇的东北部，盐变形形成了一系列呈枕状的舌形体。使得扇体在沉积后被抬升。盐体已经把较老的扇体的大部分沉积物混合到下斜坡中，并影响了扇沉积物的最后分布。推断，盐构造也控制了陆坡上海底峡谷的位置；结果这些峡谷的位置最终影响了扇体沉积作用发生的位置。在扇的西部（图 27−6），两个深部盐体形成了枕状构造。层序 1，2 在盐脊部厚度变薄，说明由盐变形产生的地貌形态，影响到这些层序的厚度（Weimer，1989）。

另外，在扇中局部地方有一些孤立的底辟出现。这些底辟反映了下伏褶皱带中的盐核褶皱。这些褶皱重新发育，刺穿褶皱带侵入上覆的扇中。在少数地方，盐体穿出并暴露在现代的海底上（如 Green Knoll，图 27−6）。Weimer 和 Buffler（1989c）更详细地讨论过扇区盐变形构造的各种样式。

这些构造样式的存在已经使下陆坡沉积物变形，使得上陆坡的勘探井资料与扇区的地震同相轴对比非常困难。较新层序可以在扇区的整个东部追索，在那里，扇体沉积覆盖于褶皱带之上。然而，扇体中最老的 8 个层序不能跨过褶皱带进行对比，因为最初的沉积缺失。

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

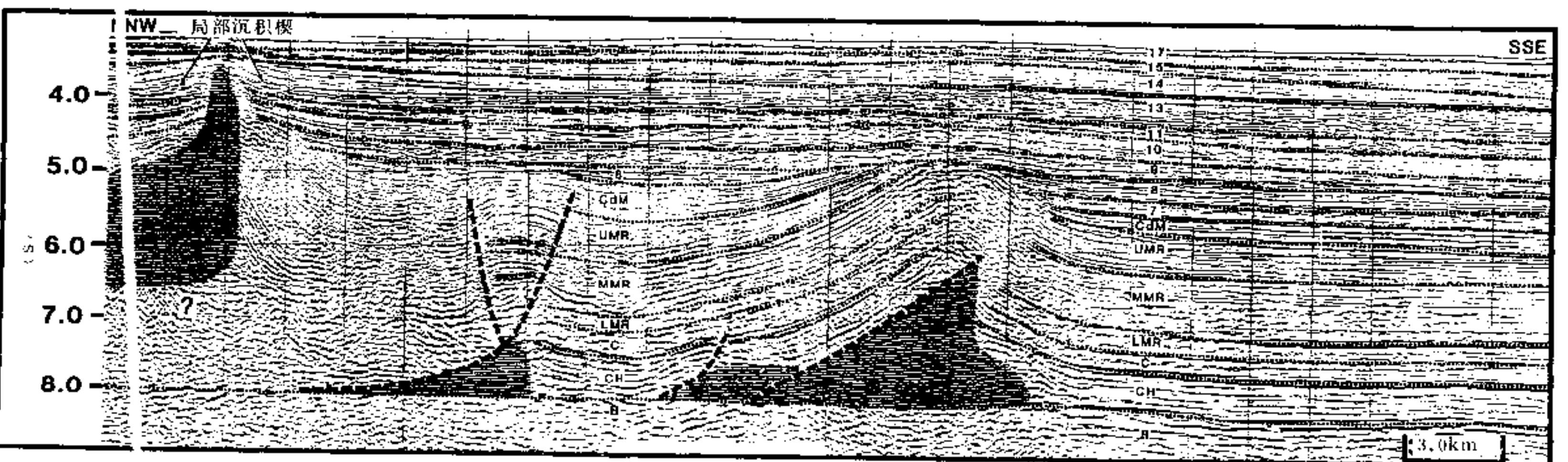


图 27-7　已解释的过密西西比扇褶皱带和盐刺穿的地震剖面

墨西哥湾深部的地震层序边界引自 Shaub 等人（1984）和 Weimer 和 Buffler（1989b）。图中用短虚线所示：B＝基底；CH＝Challenger（中侏罗到晚白垩统下部）；C＝Campeche（上白垩统下部到下（?）第三系）；LMR＝Lower Mexican Ridges（下(?)第三系到中第三系）；MMR＝Middle Mexican Ridges（新地层）（中第三系到中(?)新统）；UMR＝Upper Mexican Ridges（中(?)至上中新统）；CdM＝Cino de Mayo（上新统）剖面穿过扇的东部，那里只存在密西西比扇的较新层序（层序 7～11、13～15、17）。褶皱被解释为具盐核（如阴影所示）。北部（左边）的浅层盐变形说明盐岩刺穿了褶皱的核部，并使上覆地层变形。层序 13 为局部楔形体沉积在底辟的翼部，反映底辟生长使沉积遭受侵蚀，剖面的位置见图 27-6，粗虚线是断层

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

五、层序解释

密西西比扇的每个层序，均作了等厚图、地震相图和地质相图，请参阅 Weimer 的文章(1989)。地震相图采用 Ramsayer（1979，表 27-1）地震相代码填图技术。除了每一层序的反射结构外，还包括了每个地震相的振幅与连续性。它们是解释相和作岩性预测的两个重要参数。本文所附的等厚图是用速度方程 $D=0.762R+0.000162R^2$ 导出的，其中 R 是双程旅行时间（ms），D 是海底地层的厚度（m）。该速度方程是由扇北部大陆坡上一口工业探井资料得出来的。并已经用于 DSDP96 站的有关研究中（Meyer，1986）。

表 27-1　密西西比扇的地震相代码和缩写[1]

密西西比扇的地震相代码和缩写
上部层序边界
C＝整一
Te＝侵蚀削截
下部层序边界
On＝上超
D＝下超
C＝整一
内部反射结构
P＝平行
Subp＝亚平行
Hum＝乱岗状
Mud＝丘状
Ch＝杂乱状
Div＝发散状
振幅与连续性修饰语
L＝弱
Fair＝一般
Mod＝中等
Hi＝强
解释
MTC＝块体搬运复合体

[1]据 Vail 等（1977）和 Ramsayer（1979）

地质相图是通过解释地震相和等厚图编制的。编图中采用了来自 DSDP96 站成果的地

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

震标志和参考了来自世界各地相似的海底扇和大陆边缘的地震相解释（Flood 和 Damuth (1987)，Damuth 等人（1988)，Manley and Flood（1988）的 Amazon 扇；McHargue and Webb（1986)，Kolla and Coumes（1987)，Droz and Bellaiche（印刷中)，and McHargue（印刷中）的印度扇；Droz and Bellaiche 的 Rhone 扇（1985)；Field 的美国西海岸(1981))。

每个层序都是由扇中不同的作用和在多种环境中沉积的沉积物组成的。这些层序以具有不同的相带为特征：水道沉积；天然堤沉积；溢岸沉积；盆地内向盆地方向非水道化❶的（可能是朵状体）水道沉积和与块体流搬运有关的沉积。每种相的特点综述在表 27-2 中。水道沉积的反射由强振幅、一般连续性的亚平行反射组成（图 27-4)。在扇顶处，水道两翼是具有地貌凸起的天然堤。天然堤在横剖面上呈楔形，在远离水道的地方变薄。天然堤相的反射特征是中—低振幅、一般—中等连续性和亚平行到稍聚敛的反射（图 27-4)。在扇端，天然堤的地貌高差逐渐变低，直至从地震资料上无法辨认。而水道可顺扇而下通过规则测网的地震剖面追索，并借高振幅反射加以识别。溢岸沉积被认为沉积在那些天然堤沉积中没有沉积凸起可识别的地方。其反射特点是低振幅，一般连续性和亚平行反射结构。水道朝盆地方向的沉积，具有变化振幅和连续性的亚平行反射和非水道化特征。这些相可能包括沉积朵状体，在那里，沉积物通过水道搬运，并呈朵状体沉积在水道末端之外（Mutti and Normark，1987，待出版)。虽然舌状体具有大范围内的低凸起特征，但在地震资料上没有分辨出这些特征。

块体搬运作用形成的沉积体，根据其地震相所具有的差—一般的连续性、变振幅、乱岗状和丘状反射特征加以识别（表 27-2；图 27-4，图 27-5)。一旦用层序地层学构架来解释扇，随即可识别出块体搬运沉积的 3 个一般沉积背景：(1) 出现在层序底部，上覆着水道和天然堤沉积的块体搬运复合体（MTC）沉积物；(2) 某些天然堤—溢岸沉积物，它们经历过局部变形，形成一系列的扭转的、推覆状和无序的滑移体、碎屑流和浊流沉积；(3) 显然来自于陆坡、独立的峡谷和水道—天然堤沉积作用的沉积物，形成大的碎屑裙状特征。

扇区所有层序的沉积关系和地震相在本文不可能都提到。它包括在 Weimer（1989）的文章中。相反，本文只描述了层序 11，12，以说明整个密西西比扇区解释的多种沉积、侵蚀作用和地层关系。每个层序的等厚图上标明了用于编制地震相图、地质相图和解释沉积环境的地震资料的分布情况。

1.层序 11

层序 11 位于研究区的北部和东北部（图 27-3，图 27-5，图 27-8，图 27-9)。层序最厚的地方出现在中北部，呈东南—西北向的长条状，向东南方向减薄（图 27-8)。向西，在层序 12 沉积前全部被侵蚀。图 27-10 表示了地震剖面上的这种削截反射特征。

层序 11 由 4 个地震相构成（图 27-9)，并有许多亚相。相 1 解释为粗碎屑水道充填沉积，因为这个呈东南向延伸的长条带具强振幅、一般连续性和亚平行反射特征（图 27-9 至图 27-13，表 27-2)。相 1 以其在地震剖面上的外形（透镜状或席状）而与周围相相区别；周围的地震相微呈楔形，并且离相 1 越远越薄（图 27-10 至图 27-12)。水道分别标有字母 11a—11f（由老到新)，根据上超关系从南到北逐渐变新（图 27-13)。从宽度和厚度看，南部的 4 条水道（标有 11a—d，图 27-9）一般比北部的两条小（标有 11e—f，图 27-9）（分

❶非水道化（unchannalization）指消除或减小水道两侧天然堤高，同时减少河床深度的现象。——校者

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

别为 2km，100—200m sec 比 4km，400m sec）。水道 11e 大部分被侵蚀，留下的仅是水道的上倾和下倾部分（图 27–9，图 27–13）。

表 27–2　密西西比扇的地震相

沉积环境	外部形态	反射结构	振幅	连续性	侧向分布	下边界特征
水道	透镜状，席状充填	在上扇呈亚平行到稍乱岗状	强，垂向上变为中—弱	一般	狭长，线状，扇端变弯曲状	扇顶侵蚀，向扇端变为整合
天然堤	楔形	亚平行到水道处呈稍收敛状	弱——般底部有时高	中——般远离水道时一般	平行水道，在扇端沉积凸起低，向扇顶变高	通常整一，局部下超
溢岸	席状	亚平行夹有乱岗状和丘状	弱——般，局部较强	一般，局部弱	在水道外呈区域性展布	常有局部的下超
非水道化盆地（朵状体?）	席状	亚平行，偶有乱岗状和丘状	弱—中等，通常一般	一般—中等	广布	整一、局部下超
块体流复合体	丘形	丘状 乱岗状 亚平行状	通常低——般局部中—强	差，偶尔一般	扇顶:下伏或亚平行于水道扇端:扇形向扇端变宽	扇顶侵蚀，扇端下超
碎屑裙	丘形 楔形	乱岗状丘状,杂乱反射，亚平行	通常弱到一般局部较强	一般到低	分布零散	扇顶侵蚀，局部整合
变形溢岸沉积	楔形	丘状乱岗状	通常弱到一般	低到一般	分布零散	下超

地震相 2 由两个反射结构组成（图 27–9～图 27–12）—上部相（字母 a）和下部相（字母 b）。相 2.1a、2.2b 和 3 在整个层序中处于相 1 的翼部（图 27–9）。它们都有振幅变化的亚反射；并且在接近相 1 时变厚和稍抬升，远离相 1 时变薄（图 27–10—图 27–12）。根据其靠近水道的程度和反射结构，它们被解释为是水道翼部的天然堤沉积和溢岸沉积（图 27–13）。这些亚相主要是在上、下层序边界的性质和振幅上发生变化。相 2.1a，2.2a，3.1 和 3.2 底部具有中—强的振幅，垂向上变为一般—弱的振幅（图 27–9、图 27–11、图 27–12）。底部的强振幅反射是由于比上部天然堤弱振幅反射有较大的反射系数引起的。在 DSDP96 站 617 号位（图 27–3）对天然堤沉积物取了心，采得的主要是与弱振幅相应的泥和粉砂（Bouma 等人，1985a，1986；Weimer and Buffler，1989a）。这些相底部的强振幅经解释为指示天然堤和溢岸沉积的层厚和粒度的相对变化。底部的强振幅反射可能反映较粗粒的互层性沉积（粉砂或极细粒砂与泥互层），而上覆的弱振幅则反映更为均一的粒度。在没有岩心和详细的速度资料的情况下，预测粒度的真实差异是比较困难；因此，粒度的大小，这里只能用相对的词语来描述(图 27–13)。水道 11a—d 南边的相 3.2 由亚平行的反射组成，可能代表朵状体的非水道化的盆地沉积。相 3.3 也解释为溢岸沉积(图 27–13)。该相不同于其它溢岸沉积、具有乱岗状反射特征，可能是局部变形或者孤立的 MTC 沉积引起的。

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

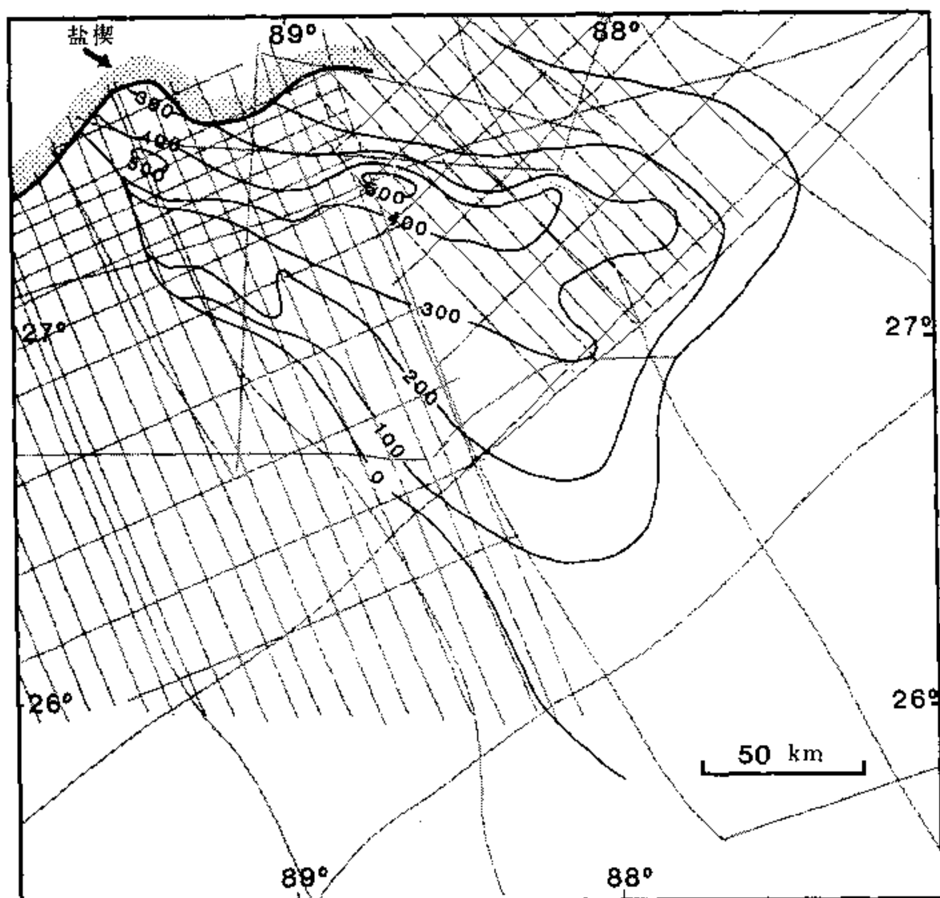


图 27-8　层序 11 的等厚图

等值线距为 100m，灰影线表示编图及图 27-9 及图 27-13 中所用的地震测线的分布

相 2.1b 和 2.2b 由变振幅的丘状或乱岗状反射组成，并且下超在下伏层序的边界上（图 27-9，图 27-12）。同时，这些相被相 1，2.1a，2.2a 覆盖或（和）平缓上超（图 27-9，图 27-12），说明相 2.1b 和 2.2b 是层序 11 的初期沉积物。相 2.1b 和 2.2b 缺少上覆水道—天然堤体系的内部结构。相反，这些相是不连续的。几种不同的反射结构指示了造成这些相的沉积过程和事件。这些相被解释为块体搬运作用沉积的产物（即无序的滑移，碎屑流和非水道化浊流沉积）（图 27-13，表 27-2）。

相 4 出现在层序 11 的北部和东北部（图 27-9，图 27-10）4 个亚相（a—d）的反射结构、振幅和连续性变化很大。大部分亚相是差—一般连续性的乱岗状和稍呈丘状的反射。这些地震相可认为不同于南部的天然堤和溢岸沉积的地震相，因为它们缺少天然堤的亚平行、连续的反射特征（图 27-9 至图 27-11）。这些相一般比南部和东部的天然堤和溢岸沉积薄（图 27-8，图 27-9）。这些地震相的变化说明了几个不同的沉积过程。局部地区出现面积局限的倾斜反射（相 4.1）邻近具亚平行反射的相 2（图 27-10），几个零散的反射上超区，出现在倾斜反射区内，并且非常象经历过广泛沉积物滑塌的其它深海盆地中见到的扭转的和推

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

覆状滑移体（如Weimer1987）。

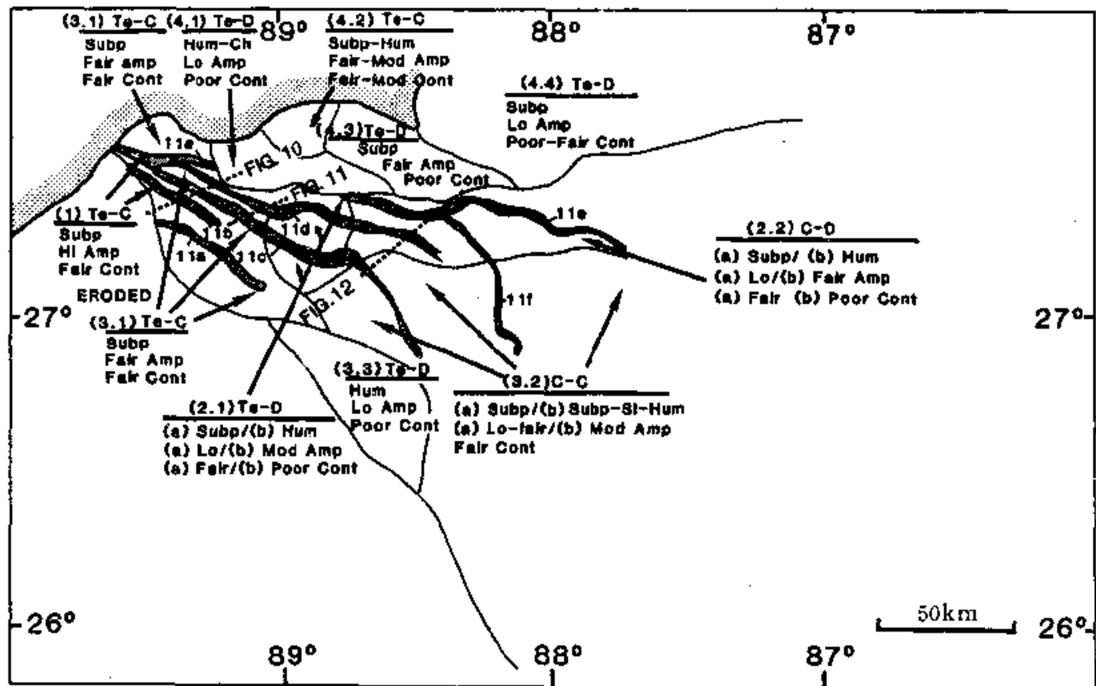


图27-9 层序11的地震相图

相1的分布如阴影所示。用于绘图的地震资料的分布见图27-8，地震相代码参见表27-1。图27-10至图27-12的位置如图所示

相4缺少水道和天然堤沉积的内部结构，在地震相上类似于相2.1b和2.2b（MTC）。这些相被解释为反映了天然堤、溢岸沉积和部分水道11e沉积的滑塌作用。这些滑移体的底部滑脱或滑塌面基本上是平坦的。天然堤和溢岸沉积的最厚部分形成了一系列扭转状和推覆状滑移体（相4.1，图27-8，图27-10，图27-13）。相4.2～4.4较薄，并指示着无序滑移体和碎屑流来自天然堤和溢岸沉积物的变形（图27-8，图27-13）。天然堤—溢岸沉积的原始厚度显然影响着沉积体变形后的样式。Weimer（1987）指出过在深海背景中具有沉积物的大量滑塌情况下，原始沉积厚度影响着变形的样式。天然堤—溢岸沉积的滑塌可能与沉积物的超压有关。

块体流沉积复合体（MTC）是层序11内沉积的第一个沉积。随后立即出现水道和天然堤沉积。水道和天然堤沉积在地震相上的差异（相1，2.1a，2.2a，3），指示了整个层序11沉积样式的变化。与水道11e相比，水道11a—d规模较小，意味着水道11a—d的活动期比水道11e短。天然堤底部的强振幅反射，说明稍粗粒的沉积物被冲出水道，形成天然堤的最初沉积。随着水道的演化，粗粒的沉积物更局限在水道11e—f中，具弱振幅的天然堤只是细粒沉积物。水道沉积与天然堤沉积的这种变化，说明了随着时间的延长，由于粗粒沉积变得更局限于水道中，由于天然堤的颗粒变得更细并发育成高凸起，沉积物的搬运和沉积。

相3.2的较强振幅亚平行反射可能也代表了由水道向朵状体发育这样一个过渡阶段（图27-12，图27-13）。最初的水道向朵状体过渡的地区可能发育在沉积作用早期的扇顶区。

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

随着扇顶有堤水道的发育，沉积物通过水道向更远的扇端搬运，水道向朵状体转变的过渡区也随之向扇端迁移（Mutti and Normark，1987，印刷中）。相 3.2 底部的强振幅相，可能指示天然堤中与更远的扇端处的水道到朵状体过渡区中的稍粗粒沉积的混合体。

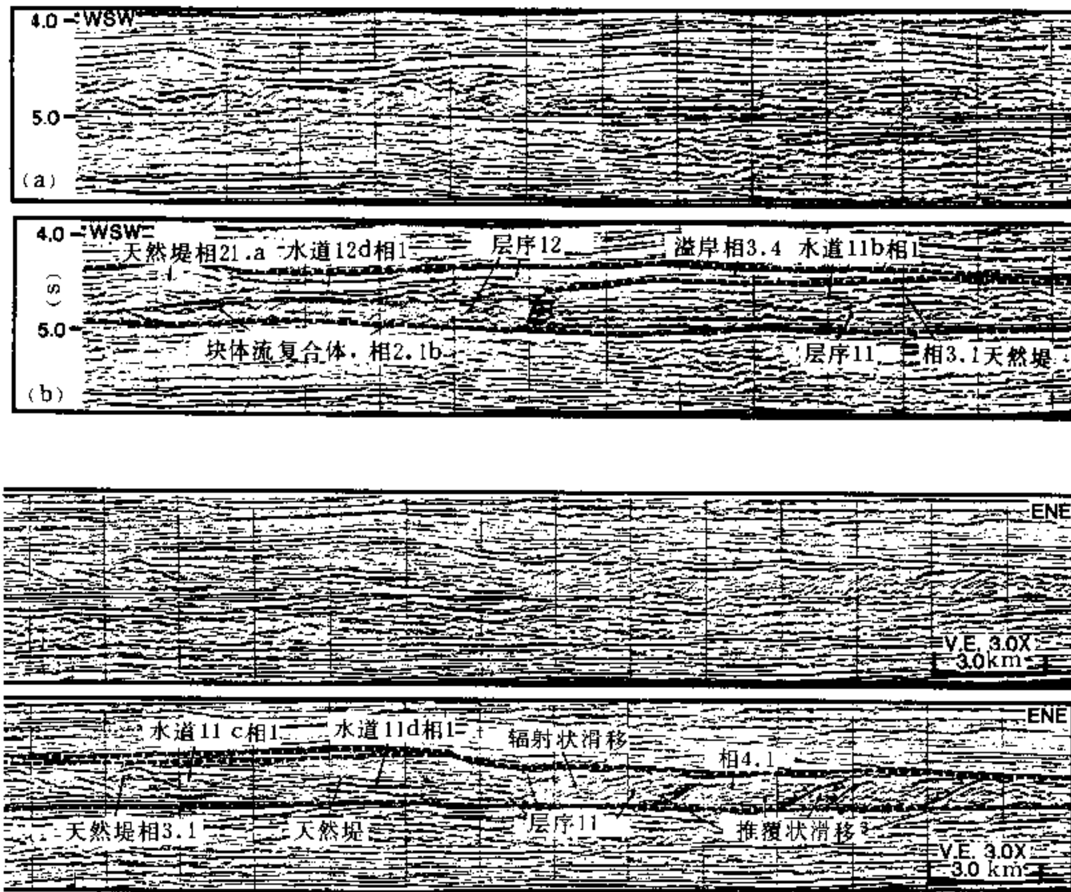


图 27–10　穿过层序 11，12 的地震剖面

(a) 未解释；(b) 已解释。粗虚线标志密集段或该段已被侵蚀的位置。层序 11 由三个薄的窄水道（11b~d）沉积组成（相 1），两翼是具有低沉积凸起的天然堤（相 3.1）。天然堤反射具中—低振幅，东边的天然堤和溢岸沉积已变形为一系列的扭转的、推覆状和无序的滑移体。注意相 3.1 亚平行反射向东突然中止（点线所示）。向西，层序 11 被削截（见箭头），并被层序 12 上超。层序 12 由水道 12d（相 1）和两翼的天然堤和溢岸沉积（相 2.1a、3，4）下伏的 MTC（相 2.1b）（由点线分开）组成。剖面位置参见图 27–9

水道 11e 和伴生的天然堤和溢岸沉积（相 4）的滑塌时间向北显露的不明显（图 27–10，图 27–13）。层序 12 尖灭在变形相界的边缘附近，层序 13 披覆在变形沉积物上。这些关系说明，变形发生在层序 11 沉积之后和层序 13 沉积之前（可能在层序 12 沉积期间）。

2.层序 12

层序 12 位于扇区的中部和西部（图 27–14，图 27–15）。最大厚度出现在两个独特的长条状北西—南东向延伸的区域内。这个层序向西、南和东变薄。这个层序向东邻接并上超在层序 11 遭受大量侵蚀的地方，向北和西北去，被盐所掩覆并变形（图 27–4，图 27–9，图 27–10，图 27–15）。正如地震剖面和层序 11 的等厚图所示的那样，在扇顶，层序 11 西

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

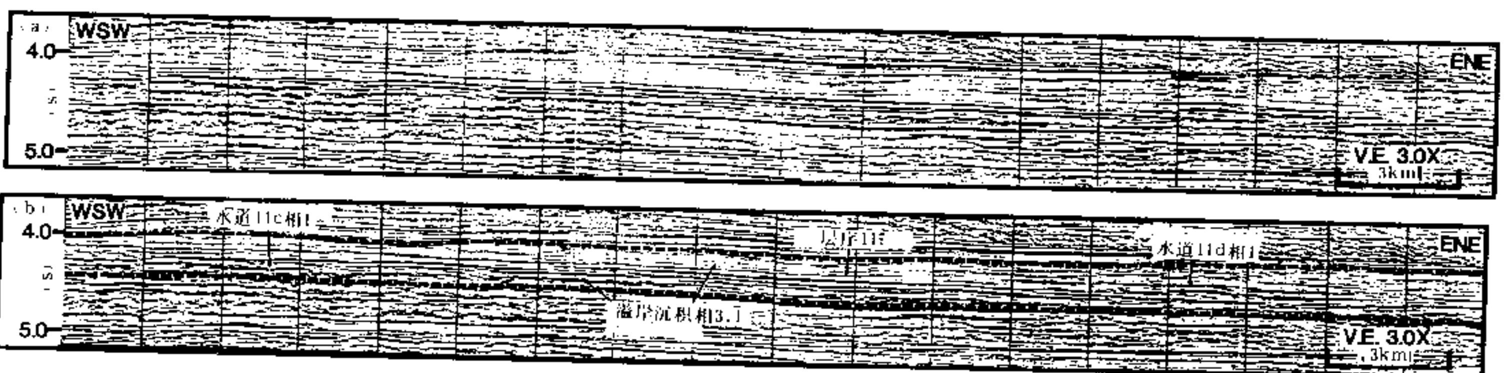


图 27–11　穿过层序 11 的剖面

(a) 未解释；(b) 已解释。粗虚线代表密集段或该段已被侵蚀的地方。层序 11 由水道 11d、e 天然堤和溢岸沉积（相 3.1）组成。天然堤和溢岸沉积的振幅（相 3.1）在层序底部为强—中等，向顶部变弱。剖面位置参见图 27–9

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

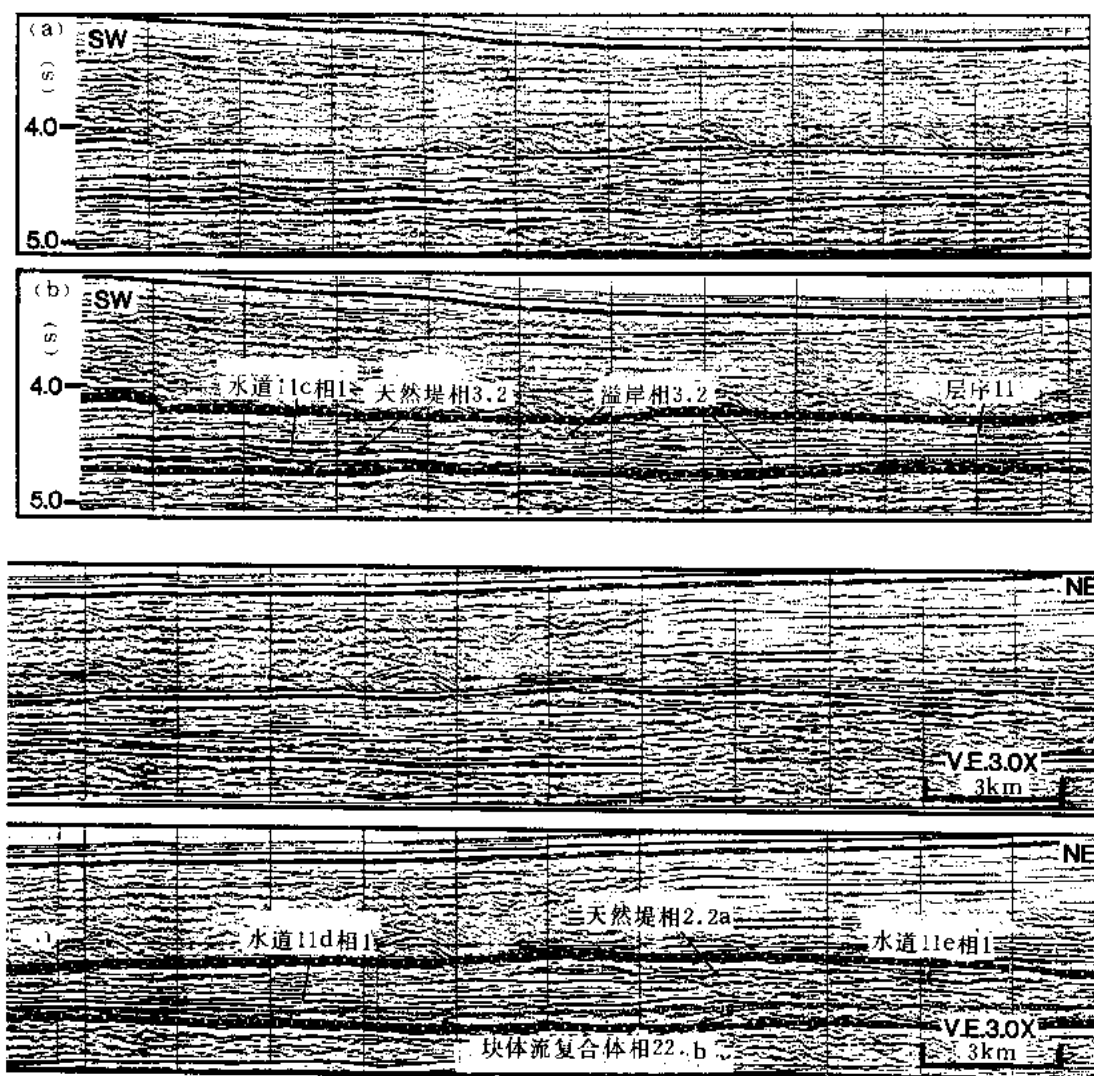


图 27-12 穿过层序 11 的地震剖面

(a) 未解释；(b) 已解释，粗虚线反映密集段或该段已被侵蚀前的位置。水道 11c—e 出现（相 1）。天然堤和溢岸沉积的振幅（相 3.2）在层序底部为中—强向上变为弱振幅。点线表示 MTC（相 2.1b）与上覆相的界线。剖面位置参见图 27-9。地震相代码简写参见表 27-1

部的侵蚀作用很明显（图 27-4，图 27-10；图 27-8 所示的在西部的等厚值突变，说明侵蚀作用向扇端方向减弱。

与层序 11 相似，层序 12 由 3 个基本的地震相组成。然而，在两个层序之间相的相对分布改变了（图 27-15）。在层序中有 3 套不同的水道（相 1），并按形成的相对年代分别标以字母如图 27-4 和图 27-15 至图 27-17 所示。水道 12a 向扇端分叉，成为两个另外的水道（b、c）（图 27-4，图 27-15，图 27-16），并且如图 27-16HAR 带所显示的那样，水道在那里变宽、变薄（12a 在底部为 4.5km，在顶部为 7.5km；12b 在底部为 2.5km 宽，顶部为 5.5km 宽）。在扇端方向，水道冲刷或上超在下覆相 2.2b 沉积体上（图 27-16）。在扇顶，

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

水道 12d 覆于水道 12a 上（图 27–4，图 27–15，图 27–17），向扇端方向则呈弯曲状延伸，并分叉成水道 e、f。西边的水道向扇端分叉成两个小水道（12g 和 12h）（图 27–15，图 27–17）。与东边相比，西边的水道相对年龄不能确定。这些水道沉积可能是同时代的，但可能来自不同的海底峡谷。有关水道 12a—f 演化的详细内容参阅 Weimer 的文章（印刷中）。

图 27–13　由图 27–9 解释的层序 11 的地质相图

相的数码放在括号中，水道的分布如阴影部分所示。用于编图的地震资料的分布见图 27–8。

MTC＝块体搬运复合体，Sl.＝轻微地

根据相 2.1a，2.2a 和相 3 与水道的相对位置，内部反射结构和远离水道厚度减小的特点（图 27–4，图 27–14，图 27–17），把它们解释为天然堤—溢岸沉积物，基本上由浊流沉积组成。各个亚相基本上是在层序边界处的上覆与下伏层的关系上变化。相 2.1a，2.2a 的振幅都有垂向变化趋势，即：由层序底部的中—强振幅反射变到顶部的弱振幅反射（图 27–4，图 27–15，图 27–16）。水道 12a—c 南部，相 2.2 反映了非水道化的盆地沉积和可能的朵状沉积。相 3.2 不同于其它的天然堤—溢岸相，因为它的反射上超在下部层序边界上。这些相被解释为充填于一个广泛侵蚀区的沉积，在那里，层序 10 的大部分已被侵蚀掉（图 27–5，图 27–15，图 27–17）。这个侵蚀区有一狭长带向南延伸，其大小类似于最新的峡谷（图 27–3，图 27–5，图 27–17）。侵蚀之后，该区被来自层序 12 的水道的天然堤—溢岸沉积物所充填。可以推断：从层序 10 侵蚀下的沉积物，向远处盆地方向搬运并沉积下来，虽然没有看到层序 12 中沉积厚度的增加（图 27–14）。

相 2.1b 和相 2.2b 解释为一系列的无序滑移体、碎屑流和浊流沉积（MTC），类似于层序 11（表 27–2，图 27–4，图 27–15 至图 27–17）。这些亚相出现在相 1（水道 12a～c）

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

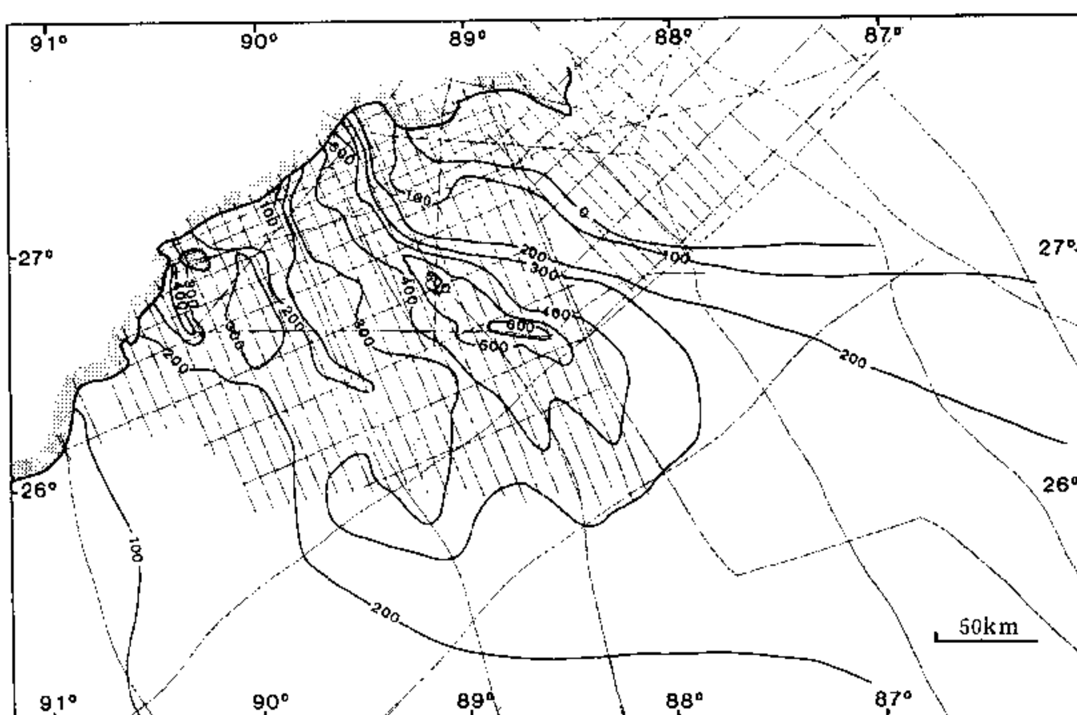


图 27-14　层序 12 的等厚图

等值线间距 100m。浅色点线是用于作图的地震资料的分布

之下并与之邻接。相 2.1 出现在北部，邻接并下伏于水道 12a 和 12d 之下（图 27-15，图 27-16），并向西、南尖灭，虽然它可能遭到上覆水道 12d 的侵蚀。相 2.2b 出现在扇端，呈扇形分布并向南展宽（图 27-15 至图 27-17）。向扇端方向，相 2.2b 可能受到上伏水道 12a—c 的冲刷作用，产生了波状起伏的表面如图 27-16 所示。水道 12a 和 12b 以其所具的高振幅反射呈现出 3 到 4 个上超旋回。相 2.1b 和 2.2b 是否是同一个连续沉积体的一部分是个未知数；水道 12d 可能侵蚀掉了中间部分。

MTC（亚相 2.1b 和 2.2b）解释为层序 12 的最初沉积体。在扇顶，亚相 2.1b 下超在下伏层序之上，并上超在层序 11 的广泛的侵蚀面上（图 27-4，图 27-15）。而在扇端，亚相 2.2b 下超在下部层序上（图 27-16）。亚相 3.2 底部的广泛侵蚀作用也同时出现。最初的扇顶水道（12a）两翼为较高的具强振幅反射特征的天然堤（图 27-4）。向扇端，水道分叉并可能冲刷下伏的块体搬运复合体（相 2.2b，图 27-16）。扇端水道两翼（12a—c）没有较大的天然堤沉积。上覆的水道（12d）相当大、更为弯曲，并且翼部的天然堤有弱的振幅反射。

六、讨　　论

层序 11 和 12 说明了密西西比扇中许多重要的地震相和沉积关系。下面接着讨论特殊的相、沉积成因和每种环境的演化。

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

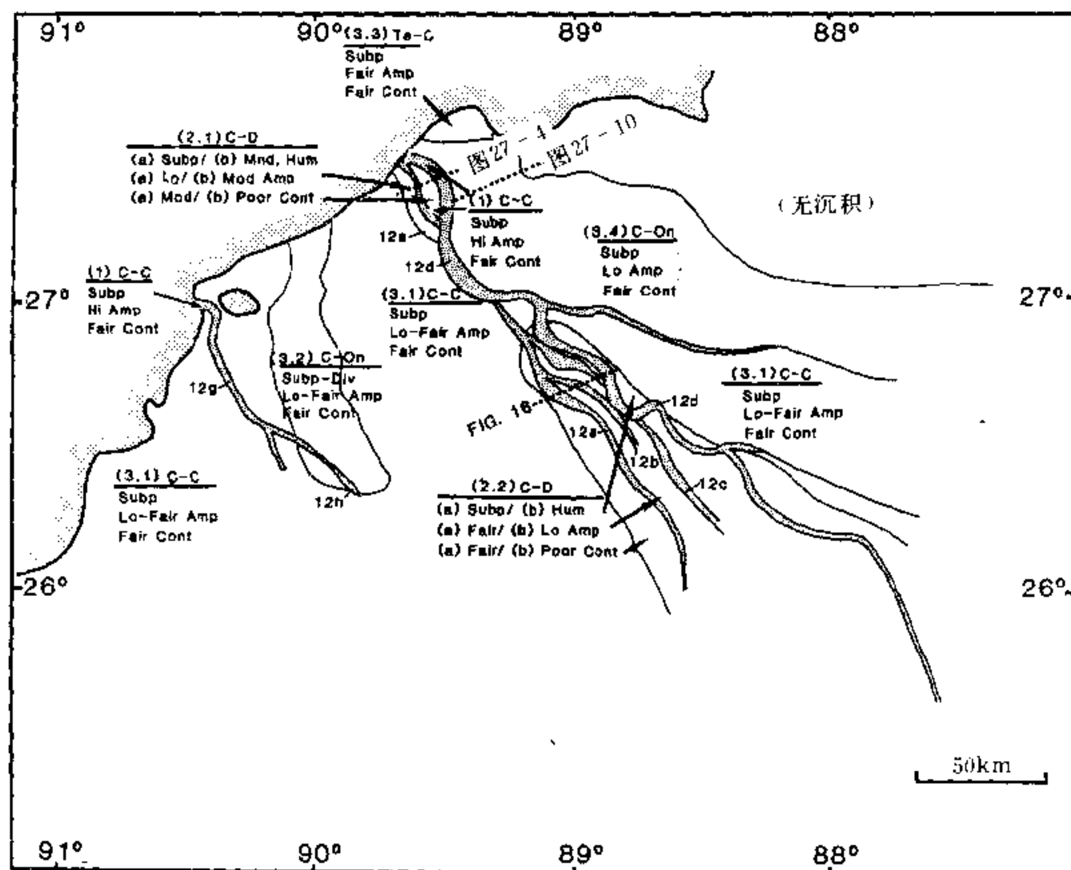


图 27–15　层序 12 的地震相图

相 I 的分布用阴影显示。用于编图所用的地震资料分布见图 27–14，地震相缩写见表 27–1，

括号中的数字是相数。图中表示了图 27–4，图 27–10，图 27–16 的位置

1.水道—天然堤体系

水道—天然堤沉积体系在任何一个层序中占 80—90%的沉积。地震相的细节和有关水道演化的参数见 Weimer（印刷中）的文章。水道演化在加积量（沉积厚度）、侧向迁移(HAR 的侧向移动)、弯曲度和由于冲裂而分叉的程度（二者均据图 27–3 估计出）上变化的相当大。宽与厚之比一般向扇端方向减小，说明水道在水道谷地内侧向迁移程度和水道的总沉积厚度均减小。

层序 11、12 说明了水道—天然堤沉积作用的一个独特的演化方式，即：由最初的两翼为具较强振幅反射的天然堤所夹的小水道逐渐变为新的两翼为较弱振幅反射的天然堤所夹的大水道。在 7 个层序（5，8，10，11，12，13，16）中存在这种演化方式，如图 27–4、图 27–10 至图 27–12 所示。对于最初的水道—天然堤沉积，强振幅反射带可能指示快速的水道转换和非水道化沉积作用。分离的水道仅在个别地方可以作图圈定出来（如层序 11、12）。正如前面所提到的，这些相底部的强振幅解释为比上覆岩性稍粗的沉积互层（粉砂岩或细砂与泥互层）。上覆的弱振幅说明均质的细粒岩性。扇端的这些水道，即强振幅反射带，可能代表初期的水道—朵状体过渡带沉积（Mutti and Normark，1987，待出版），它们随着较大水道的发育，向扇端迁移。

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

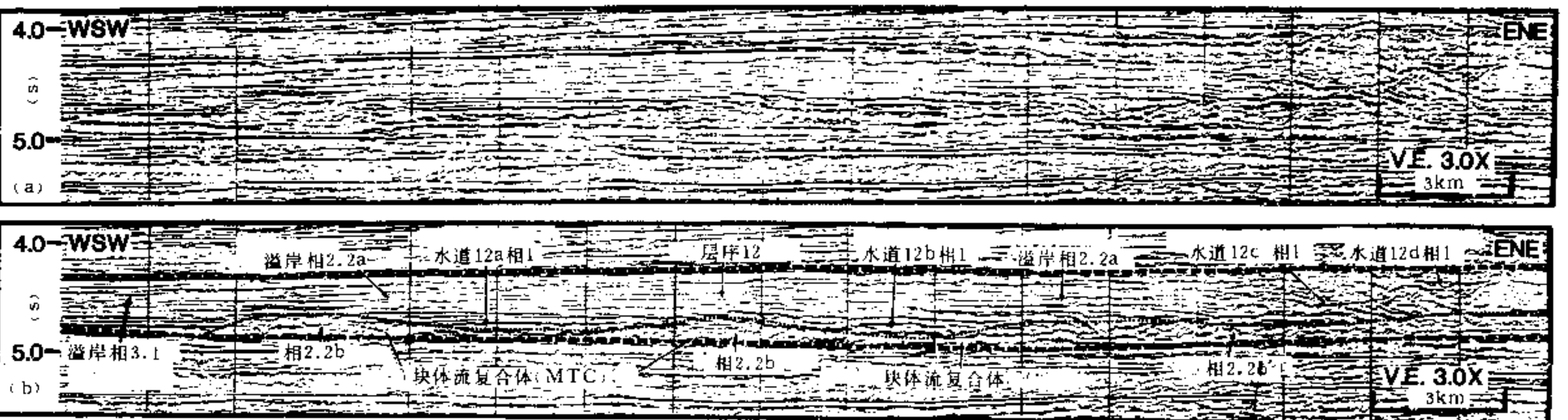


图 27–16 穿过层序 12 的地震剖面

(a) 未解释；(b) 解释。粗虚线代表密集段和该段被侵蚀的地方。水道 12a—d 出现（相 1）。水道 12a 和 12 上超和可能侵蚀下伏的 MTC（相 2.2b），MTC 厚度变化。点线代表 MTC 与上伏相的分界。剖面位置参见图 27–15

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

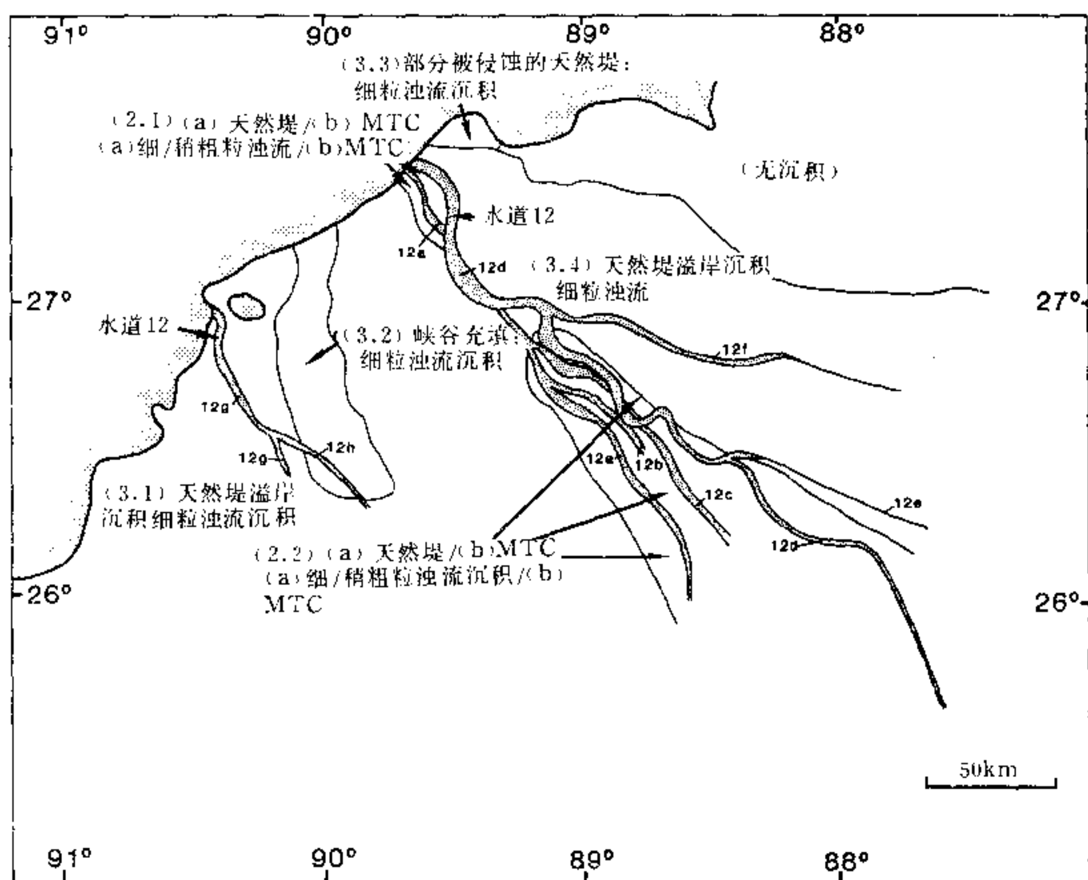


图 27-17　据图 27-15 解释的层序 12 地质相图

水道分布用阴影显示。用于编图的地震资料分布参见图 27-14。地震相缩写参见表 27-1。圆括弧中的数字是相数，MTC－块体搬运复合体，sl＝稍微

扇区中其它层序的特点是具有弱振幅地震响应的天然堤—溢岸沉积。这种响应意味着粗粒沉积集中在水道中，没有漫出天然堤和溢岸沉积中。层序中初期的天然堤有低的沉积凸起，与水道邻接（水道 11d，图 27-11，图 27-12；水道 12a，图 27-16）。随着时间的推移，天然堤的高度，由于来自水道的漫流沉积而不断增高，所以层序中较新的水道两岸，通常有较大凸起的天然堤。

Mutti（1985）指出过浊流体系沉积作用随时间的演化过程，从非水道浊积（分离朵叶）到水道化的邻接朵状体，最后演变为水道—天然堤体系复合体。Mutti（1985）并把这种演化归因于重力流在体积和整体粒度上的变化。重力流在溢岸过程中通常失去其细粒沉积物，从而形成较大的天然堤。因此，在密西西比扇的整个沉积时期，无论是沉积地貌的增高还是天然堤从高振幅和低振幅的垂向变化都可解释为反映搬运到扇区的细粒沉积物流总体上的增加。随着时间的变化较粗粒沉积在水道中聚集，意味着天然堤的形成使得水道中较粗粒沉积物通过水道向扇端搬运并沉积在水道口之外。

2.溢岸沉积

在紧靠水道处，溢岸沉积由亚平行反射组成，在远离水道处，则变成与乱岗状和丘状反

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

射互层（表 27–2）。这些比较分散的相解释为局部的变形沉积和自陆坡向北的块体搬运沉积。这些来自于水道浊积岩和来自陆坡的混合相广布于溢岸沉积物中，但与整个层序的厚度相比，通常很薄（<100m，地震上为 2—3 个反射周期）。溢岸沉积的多种地震相共存现象在扇内许多层序中出现，参见 Weimer（1989）的文章。

3.盆地非水道化沉积

图 27–3 上所示水道在盆地方向的展布既反映了实际水道的终结，又部分地反映了地震缺乏足够的分辨力。通常，水道向盆地方向进入到分散的高振幅带不再能够分辨的地区。盆地方向的地震相一般由亚平行到稍呈乱岗状的反射组成，具有弱到中等的振幅和一般的连续性，如图 27–18 所示的层序 7。这些相解释为大部分由粒度多变的非水道浊流沉积组成（表 27–2）。它们的席状的外形和平行的反射结构给人以这么个印象，即这些相的展布超过数千平方公里。Twichell 等人（印刷中）运用 GloriaⅡ和电火花资料研究了密西西比扇中最新的水道表面形态，发现水道朝盆地方向的沉积呈朵状体分布，并互相上超。这些沉积关系超出了多道地震的分辨率。所以，水道口以外的沉积可能是 Mutti 和 Normark（1987，印刷中）所定义的沉积朵状体所构成，可能有大量的砂质沉积通过扇顶水道搬运到这里。

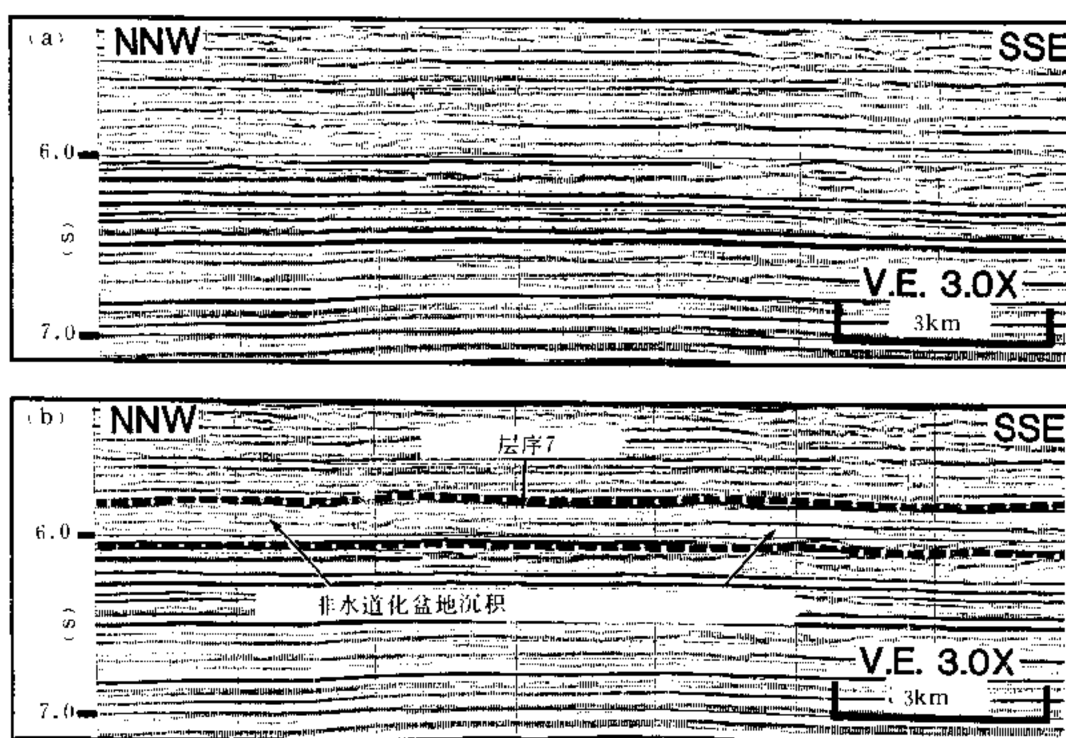


图 27–18　穿过层序 7 的地震剖面，说明水道末端朝盆地方向的非水道化盆地沉积

(a) 未解释；(b) 已解释。粗虚线代表密集段或已被侵蚀的密集段的位置。地震相由弱到一般的振幅，一般连续性的亚平行反射组成。剖面位置参见图 27–19

4.块体搬运复合体（MTC）

块体搬运复合体（MTC）出现在 9 个层序（7～12，14，16，17）的底部，并铺垫在水道沉积之下（图 27–15，图 27–18）。类似的相，Feeley（1984）和 Bouma 等人（1985a）

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

作过一般的描述，但这些作者们没有勾出它们的侧向分布和地震相中的内部变化。MTC 占这 9 个层序中沉积物的 10—20%，并由几种不同的反射结构组成（表 27−2，图 27−11，图 27−12，图 27−16，图 27−17）。它们在外形上集合成丘形，在上倾方向，通常覆盖在广泛延伸的侵蚀面上（在下倾方向是整合的），并侧向尖灭（图 27−5，图 27−9）。

这些相在层序底部一般有 3 种产状。第一种 MTC 的产状呈伸长状，类似于上覆水道—天然堤体系的形状，并且有上凹面（层序 7，8，9）（图 27−19（a））。第二种 MTC 类似于第一种，但向上去外形呈丘形，有向上凸起，在此分布区内，该相仅在最新的水道（层序 17）下面出现（图 27−5，图 27−19（b））。第三种 MTC 出现在更朝盆地方向的地方，向盆内方向宽度通常增加，呈扇形（层序 10—12，14，16，图 27−5，图 27−19）。这第三种在上倾方向常常有一个侵蚀底面，下倾方向则变成整合（例如图 27−16）。

与 Feeley（1984）和 Bouma 等人（1985a）的发现相类似，这里把这些相解释为由于海底峡谷造成溯源崩塌而从陆坡和外陆架侵蚀来的沉积物。随着它们向扇端搬运，初期的沉积物和水流冲刷下覆沉积物，留下重要的侵蚀面（Ⅰ型层序边界，图 27−5）。在某些层序中，这种侵蚀面向下扇延伸达 150km（Weimer，1989）。MTC 内部的丘形和乱岗状反射结构说明是多种沉积物流形成了这些特征。MTC 侧向分布的变化指示了几种因素。从陆坡搬来的沉积物体积可能影响着 MTC 的大小。在扇端呈扇形的 MTC（第三种），在体积和分布范围上都比其它两种 MTC 大，可能代表了陆坡上有较大量沉积物的滑塌。所以，这种沉积在扇端外分布更广。第一种类型可能指示 MTC 的扇端部分，在那里，它们在上倾方向的 MTC 的大部分在下陆坡处已变形。也有一些较小的滑塌区，其沉积物不会在扇端外广泛分布。第二种（层序 17）类似于第三种，在扇端分布较广。由于缺少水道东南部的扇端区的地震资料，所以难于详细地勾出沉积体的分布。

所有层序中缺少 MTC 沉积可能是几个因素造成的。在最老的层序（1−5）中，MTC 可能发育，但现在位于北边的陆坡中。另外，在某些层序中，MTC 可能存在，但地震上不能分辨。最后（但好象不可能），在每个层序的初期，没有发育海底峡谷，而是利用先前存在的峡谷。

5.碎屑裙

3 个层序（5，16，17）含有较大的沉积体，它们出现在天然堤的翼部，并由多种地震相组成，通常是乱岗状、丘状和杂乱状反射。弱到一般的振幅，差到一般的连续性（图 27−20，图 27−21）。这些层序通常上超和下超在下伏较老层序的被削截部分。每个层序的沉积体相对于同时代的水道的相对位置如图 27−20 所示。这些沉积体解释为多种块体搬运事件形成的，如无序滑移、碎屑流和浊积岩，所有这些都反映了陆坡上的沉积物滑塌。在较新的层序中（16，17），这种沉积体可追踪到陆坡下部，因此证明这些沉积体的形成与最新的峡谷没有关系。这种沉积方式标志着陆坡下部的沉积物滑塌与发生在扇（如碎屑裙）面上的沉积作用同时进行（Nelson 和 Maldonado，1988；Nelson 等，印刷中）。

DSDP 的 616 号位取到了暴露在扇面上的一个滑移体的岩心，Walker and Massingill（1970，图 27−21）首次对它作了描述。616 号位的岩心由各种岩性组成，地层的倾角范围从水平到 65°。Bouma 等人（1985a，1986）解释为 95—100m 厚、由一系列滑移层组成。后来利用 GLORIAⅡ侧向扫描声纳对墨西哥湾的研究认识到，这个滑移体是暴露在扇面上的一个大碎屑裙的一部分（EEZ Scan Scientific Staff，1987；Twichell 等人，印刷中）。这个碎屑裙削截并上超在最新的天然堤沉积之上，说明滑移体是在水道内的沉积作用已经停止

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

后形成的。据解释，这些裙在成因上与溢岸沉积的薄的乱岗状和丘状反射的成因相类似，但作为一个沉积体，碎屑裙的区别在于它具有较大、较厚和具有较好的地层连续性。

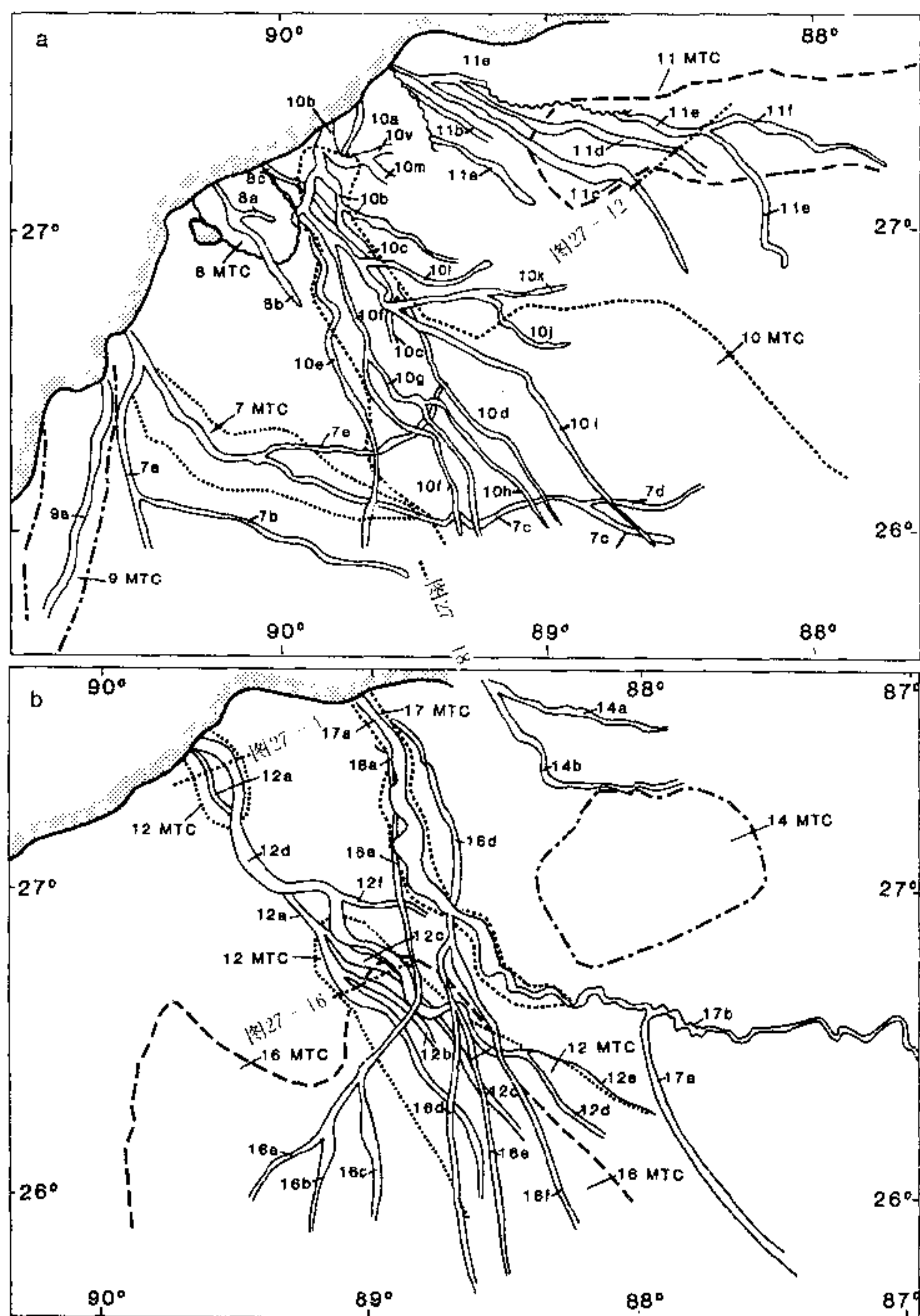


图 27-19　MTC（各种破折线）以及相关的水道—天然堤体系的分布

(a) 层序 7～11；(b) 层序 12，14，16，17。仅显示了层序 10 东边的水道（水道全分布参见图 27-3）。图中表示出说明层序 11、12 中 MTC 的图 27-4、图 27-12、图 27-16 的位置。也表示了说明层序 7 的非水道化盆地沉积的图 27-18 的位置

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

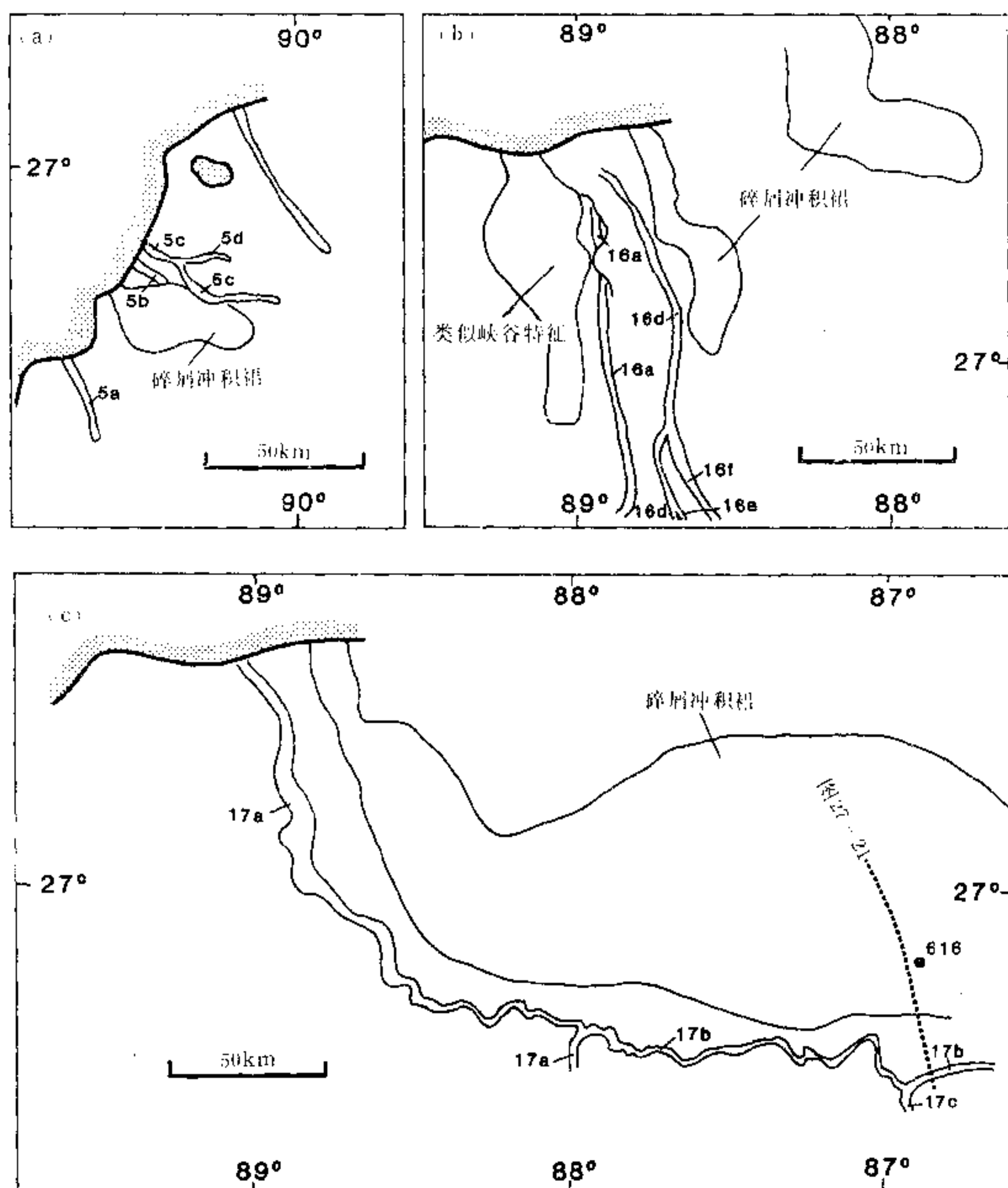


图 27-20 图示层序 (a) 5，(b) 16，(c) 17 的主要碎屑裙的分布和邻近水道的相关关系

层序 17 中碎屑裙（Walker～Messingill 滑塌）的分布部分取自 Twichell 等（印刷中）。说明碎屑裙的图 27-12 的位置也标在图上。区域上的水道位置参见图 27-3。同时也显示了层序 16 中充填着细粒沉积的溢岸沉积的峡谷状地貌特征的分布。层序 12 中类似峡谷特征的位置参见图 27-5 和图 27-17

6.变形和受过侵蚀的天然堤--溢岸沉积

层序 2 和 11 的大部分天然堤—溢岸沉积物经历了局部滑塌，形成了一系列的旋转过的、推覆状和无序的滑移层（图 27-11）。该相多变。通常具有乱岗状和丘状反射。这些大型沉积物滑塌出现在低的沉积倾角上（0.0—0.5°），可能是超压沉积物产生的局部不稳定性形成的。

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

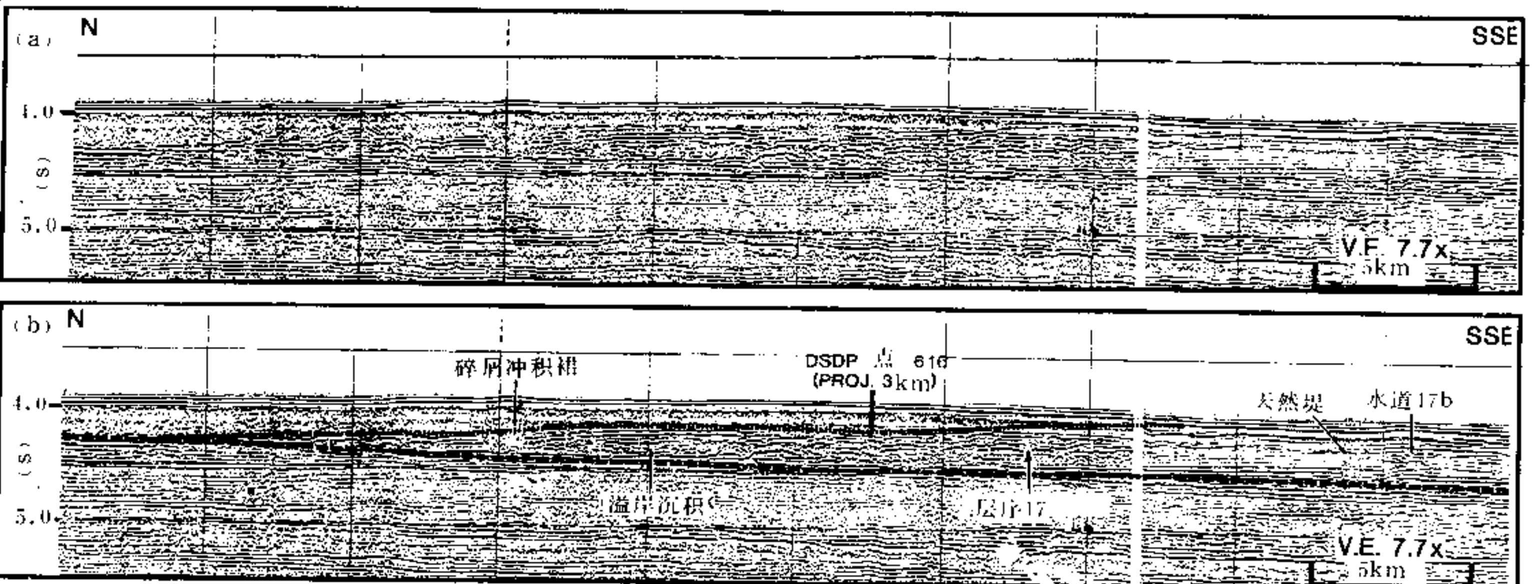


图 27-21　穿过层序 17 的地震剖面，显示了碎屑裙沉积

(a) 未解释；(b) 解释。粗虚线代表密集段或密集段已被侵蚀的地方。较大的碎屑裙或一系列滑移体（Walker—Massingill 滑塌）超覆在水道 17b 和天然堤—溢岸沉积上。碎屑裙的分布由点线标出。图中也标明了 DSDP616 井的位置（距剖面 3km 西部）。剖面位置见图 27-20 (c)

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

另外，两个层序12，16（图27-5，图27-17，图27-20）都有类似于侵蚀峡谷的特征，并延伸至盆内。下伏层序（分别为10，15）的大部分被侵蚀（图27-5，图27-20），并充填了细粒沉积物，它们具有亚平行到稍发散的反射特征，并解释为溢岸沉积。这种侵蚀性特征在大小上类似于在两个最新的延伸到扇区水道之下的侵蚀峡谷（图27-3，图27-5），这些特征形成于大量沉积物从陆坡搬运到扇体时，所以，侵蚀较老的沉积物。这些特征不同于海底峡谷之处在于这种输沙水道被邻近水道的天然堤—溢岸沉积所充填。推断，侵蚀时清出的沉积物被搬运并沉积在扇端。层序16中，部分MTC可能来自于从这种类似峡谷状特征清除出来的沉积物（图27-19，27-20）。在朝盆地方向的层序12中没有观察到大的丘形沉积。

七、沉积模式

要建立密西西比扇的沉积模式，必须考虑上新世—更新世全球海平面变化对沉积作用样式和年代的影响。Beard等人（1982）说过，墨西哥湾在过去2.8Ma间，出现过9次大的海平面低水位期，而Trainor和Williams（1987）、Williams等人（1988）根据墨西哥湾和世界各地的氧同位素曲线资料，认为发生过更多次的海平面升降。这些大的和小的海平面升降，可能对陆坡和深盆地内的沉积作用产生过很大的影响。

现已提出的许多模式都强调了全球海平面升降对海底扇沉积的影响，尽管很少引用古生物资料去支持这些模式，Feeley和Bouma等人（1985a）提出过有关密西西比扇沉积年代的一般沉积模式。DSDP96站的结果提供的生物地层资料太少，难于明确地确定海平面升降与密西西比扇沉积年代的关系。在路易斯安那滨外海区内上新世—更新世陆架沉积的研究，也没有揭示出深水中扇沉积的年代。研究沉积年代和海平面升降对沉积作用的影响的最好位置是在陆坡内盆地中。因为它们是唯一能在海平面高、低水位期均接受沉积的地方。陆坡内盆地之所以类似于密西西比扇在于以浊流沉积为主，而其沉积年代，取决于陆架边缘附近是否存在三角洲。如果存在，陆坡内盆地接受与三角洲前积伴生的浊流沉积，并大体同时海平面下降，密西西比扇就是这样。

最近出版的两份墨西哥湾西北部的研究报告，把海底扇的沉积时间严格限制在上新世—更新世时期。这里简要地综述一下这些研究，它们是相类似的、有用的，并且影响到密西西比扇中的沉积年代和样式。

在第一份研究报告中，Steffens（1986）研究了路易斯安那陆架上更新世海底峡谷及其上倾方向下切河谷的形成。Steffens（1986；1988，个人通讯）注意到了路易斯安那滨外海区更新世时期形成了10—15个海底峡谷，并与上倾方向上的下切河谷相连。所有这些特征是由相似的侵蚀和沉积作用形成的。谷地的下切与海底峡谷的形成开始于主要海平面下降期。随着三角洲接近深水，三角洲的前积作用开始停止。随着三角洲沉积斜坡变得过陡和不稳定，沉积物开始滑塌，并在三角洲前缘形成峡谷雏形。三角洲最终被海底峡谷的溯源侵蚀和陆架上的河流侵蚀吃掉。随着大量的沉积物被密西西比河搬走，海底峡谷继续增长，并向陆架方向延伸。现代的峡谷与最新的Timbalier水道（下切河谷）相通。重要的关系是一旦峡谷形成，河流沉积物就会通过峡谷搬运到深水中。当海平面上升时，河流沉积在下切河谷中沉积，随着三角洲跨越陆架后退，流向扇的沉积物最终结束。

在第二份研究报告中，Armentrout（1987）研究了得克萨斯滨外海区陆坡内盆地中沉

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

积的年代，他综合了海平面升降期间底栖和浮游有孔虫的分布，并把它们与地震、测井资料进行对比。他发现当海平面下降、三角洲向陆架边缘前积时，由于陆坡的崩坍在盆内发育海底滑塌。当海平面接近其最低点时，三角洲持续前积，接近或到达陆架边缘，然后海底扇在滑移层上发育起来。随着海平面接近其最高位置，碎屑沉积明显减少，一个薄层的半远洋沉积物作为一个密集段沉积下来。

图 27-22 简要地表示了密西西比扇中确定沉积作用时代的一个综合性模式。它引用了 Steffens（1986）的峡谷形成和沉积作用的年代和 Armentrout（1987）类似的年代和沉积样式。图中表示了陆坡内盆地和深水环境，因为二者的沉积年代和沉积演化被解释为是相似的。图中表示了两个大小不同的三角洲，较小的三角洲（Brazos 河的规模）形成于西边、较大的三角洲（密西西比河的规模）形成于东边。图中画出了扇内的沉积作用以逼近于层序 12 的沉积作用（图 27-4，图 27-14 至图 27-17）。盐的变形产生了一系列的构造高和低（陆坡内盆地）。在陆架和陆坡上，向盆地方向，盐变形的样式由外陆架附近的接近垂直底辟，变为下陆坡的亚水平的舌状盐体。这些盐舌状体已经完全与原始盐株隔离开来。注意在这些立体图中示意性地表示了盐构造，并在总体上作了简化。有些盐底辟在陆坡表面有地貌显示。图中还示意性地表示了密西西比扇褶皱带。

图 27-22（a）表示了曾经淹没陆架的海平面高水位期。由于碎屑沉积物沉积并集中在陆架上，三角洲体系离陆架边角有几十公里。当密集段沉积时，盆地和陆坡接受的基本上是远洋沉积。随着海平面开始下降，陆架上出现河流下切，三角洲前积至陆架边角（图 27-22（b））。与三角洲伴生的快速沉积，在前三角洲和陆坡上产生超压。在外陆架和上陆坡出现沉积坍塌，当峡谷形成时，这些沉积物随后顺陆坡向下部搬运。来源于峡谷岩层的沉积物以滑移层坍塌方式沉积在陆坡上（Armentrout，1987），并以 MTC 形式沉积在密西西比扇中。层序中近 10—20%的沉积是由 MTC 组成，它们是在峡谷形成时从侵蚀陆坡搬运来的沉积物（图 27-19）。由于它们向盆地方向搬运时穿过扇表面，这些沉积物又局部侵蚀了密集段。

随着下切河谷和海底峡谷相通，河成沉积物通过峡谷直接搬运到陆坡上和深水中（图 27-22（c））。这些沉积物在密西西比扇深水中形成水道—天然堤沉积体系。在陆坡内盆地中形成较小的浊积扇。在扇区，初期的天然堤沉积具较高振幅的反射，可能是颗粒稍粗，并且比年青的上覆天然堤沉积物在面积上更受局限。初期的水道较小且普遍分叉（如层序 11 的水道 11a—d，图 27-11，图 27-12；层序 12 的水道 12a—c，图 27-4，图 27-16）。当细粒沉积流搬运到深水时，形成较大的水道，较粗粒沉积局限在水道中（图 27-22（d））。天然堤和溢岸沉积具较低的振幅反射，解释为在水道翼部天然堤上发育了细粒沉积凸起（如水道 12d，图 27-4，图 27-16）。形成于陆坡上的小滑移体局部地沉积在溢岸沉积中。扇中近 80—90%的沉积物是通过峡谷搬运而来的河道侵蚀沉积。

当海平面开始上升时（图 27-22（e）），搬运到深水中的沉积物开始减少，因为沉积物开始充填陆架上的下切河谷（Steffens，1986）。由于陆坡内盆地继续接受沉积，扇区内的碎屑沉积作用开始停止。随着上升的海平面淹没陆架（图 27-22（e）），三角洲体系跨过陆架后退（图 27-22（a））。碎屑沉积物再次捕集在陆架上，深水中半远洋沉积占优势，并形成密集段。

层序中碎屑裙和滑移层形成的年代是不易确定的。在最新的层序（17）中，碎屑裙显然是在水道中沉积作用停止后形成的，可能是在过去 5000a 的高水位期中形成的

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

(M.Beggs1988，私人通信，Twichell 等人，印刷中)。在层序 5 中，碎屑裙削截了层序中的地层，并且位于密集段之下，所以说明碎屑裙的沉积是在水道天然堤中的沉积作用停止后很短时间内出现的（图 27−20)。起因于陆坡坍塌的碎屑裙和滑移体可以形成于任何时候，与海平面的位置无关。

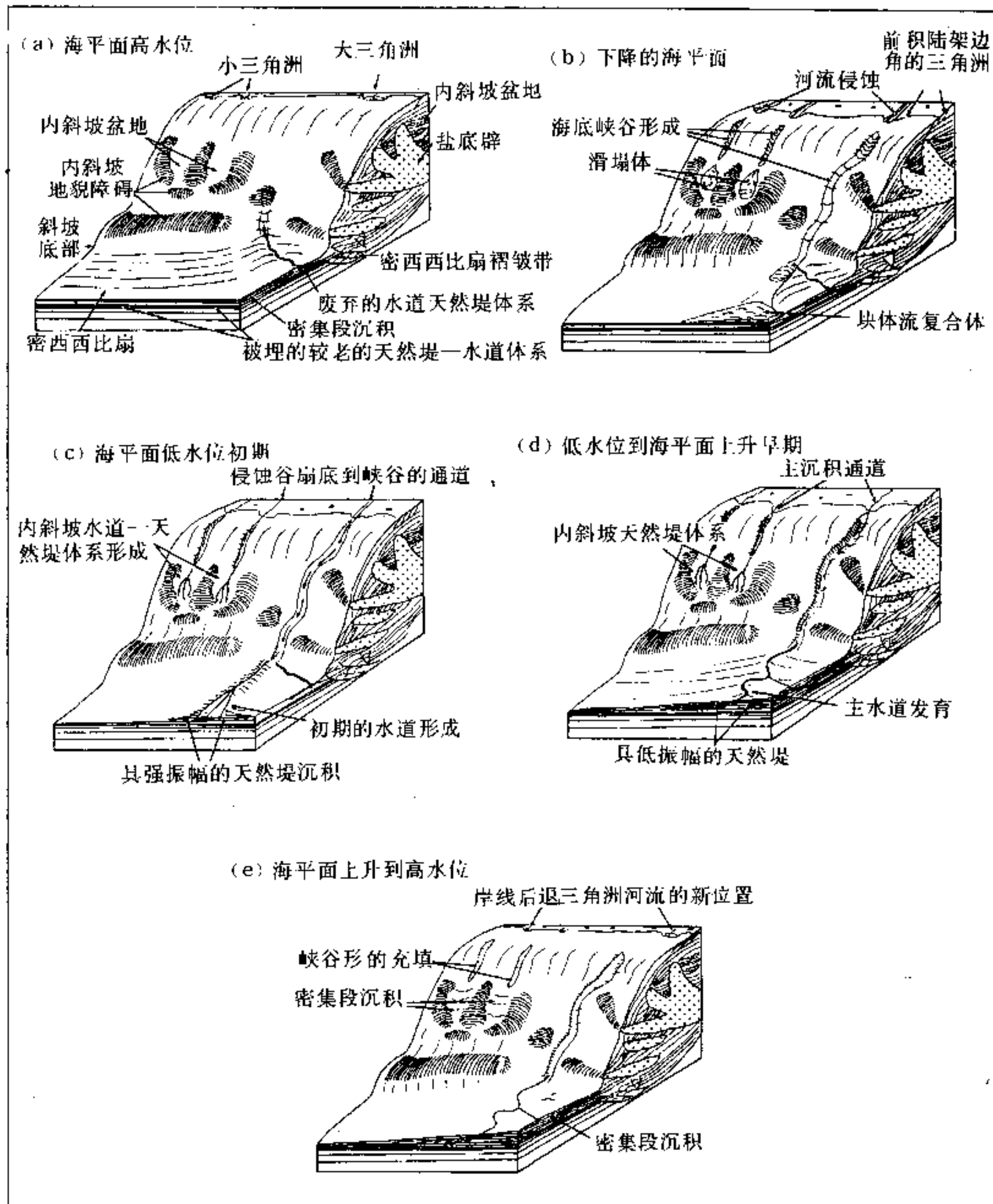


图 27−22　简略立体图显示密西西比扇，陆坡内盆地和向北的陆架内假设的沉积时代和海平面的关系 注意 Steffens (1986) 和 Armentrout's (1987) 分别对陆架和陆坡的研究范围与本研究的关系。(a) 海平面高水位；(b) 海平面下降；(c) 海平面低水位；(d) 低水位到海平面上升早期；(e) 上升到海平面高水位。模式讨论见正文。没有比例尺

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

八、潜在的石油储集层

墨西哥湾北部陆坡内盆地的上新世—更新世海底扇沉积是一个活跃的重要的石油勘探有利区。密西西比扇包含了这个有利区的同时代深水沉积。一个潜在的勘探目标是扇的北部，那里盐的运动和密西西比褶皱带使沉积层产生了变形（如图27-6，图27-7）。变形造成了大型构造圈闭和产生了下第三系、白垩纪和侏罗纪地层深部的成熟生油岩生成的石油的运移通道。同时，也可作为一个勘探模式与那些沉积在陆坡内盆地的海底扇和世界各地的其它海底扇类比。

地震相和DSDP96站的岩心指示了扇区内4类潜在的富砂岩储集相：水道沉积、盆内非水道化沉积、稍粗粒的天然堤沉积及部分MTC沉积（表27-3）。第一类潜在储层是水道中产生强振幅反射的沉积物。这些相形成了长、窄、局部增厚的偏砂沉积体，它们的分布容易圈定（图27-3）。这种相在砂砾之间，具有良好的侧向、垂向连通性。但由于沿上倾方向储层可能出露，其地层圈闭发育的可能性可能降低。在这类砂体中形成圈闭，可能需要构造封闭。在被下陆坡中的盐掩覆的地方，以及在盐形成上倾封闭的地方，水道沉积可能是潜在的储层（图27-3）。此外，地层圈闭可能存在水道在上倾方向对着泥质充填峡谷尖灭的地方；在水道因冲裂作用而分叉、留下的孤立的年青的水道并被偏泥相天然堤和溢岸沉积所包围的地方，以及在局部水道侵蚀作用造成的独立砂体的地方（水道6d的上扇部分，图27-3）可能存在地层圈闭。

第二类潜在储层是非水道化盆地浊积砂岩，它们是在水道末端的朝盆地方向沉积的。除水道外，17个地震层序的作图证明了，变化主要在反射的振幅与连续性上，说明了砂体在连续性上的潜在差别。因此，这些砂岩必将是朵状体（Twichell等人，印刷中），分布广泛，并可能与泥岩互层，形成良好的潜在的地层圈闭。只根据地震相来确定这些相中的含砂量是困难的。不幸的是DSDP96站的结果在确定这种背景下的砂的含量也是模棱两可的。DSDP Leg96站在两个站位（614，615，图27-3）处，在水道末端以外的下扇中取了岩心。614号位钻入较浅，为113m，取到的主要是泥岩和粉砂岩。615号位钻了528m，钻穿了两个最年青的扇朵状体。岩心收获率在上部100m中接近100%，在下部的228m内降低到10%（Bouma等人1986)。615号位的岩性解释主要通过γ测井分析来完成，使得解释的砂岩含量变化较大，因为砂岩含量取决于所用的测井参数。Bouma等人（1985a，1986）运用一套测井参数，报导的两个最新的朵状体的含砂量为41—65%。但O′Connell发现，利用稍微不同的一套测井参数所得这些号位的含砂量也可以是6%。含砂量上这么大的偏差造成在这些相中预测潜在的储油砂岩的困难，特别是在象密西西比扇这样的富泥的扇中。

第三类潜在储层是薄的，广泛分布的强振幅的水道和天然堤相，它们是某些层序（如层序11，图27-12，图27-13；层序12，图27-4）中沉积的第一个水道和天然堤沉积物。正如前面所讨论的，没有测井和岩心资料，中一强振幅反射的天然堤沉积的相对粒度是难于估计的。底部高振幅解释为稍粗粒的互层沉积（粉砂或极细粒砂岩与泥岩互层），相比之下，上覆的弱振幅反映了更为均匀的粒度。向扇端方向，这些相可能反映更多的水道到朵状体的过渡沉积，在面积上分布更广。这种天然堤沉积可能类似于溢岸沉积，它们在墨西哥湾北部上新世—更新世陆坡内盆地中是石油储层（Sangree等人，1988）。

第四类潜在储层相是出现在许多层序底部的MTC中。预测偏砂相必须完全根据地震反

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

射来完成。因为 DSDP96 站的钻井，没有取到这些地形的任何岩芯。其地震相是乱岗状到杂乱状的，说明搬运和沉积过程中沉积内部的重新组合（如层序 11，图 27-12；层序 12，图 27-4，图 27-16)。这种内部的重新组合可能严重降低储层性质。MTC 的岩性中含有峡谷形成时的从陆坡搬来的沉积物。而扇体北部的大陆斜坡大部分以泥岩为主，因此，MTC 是偏泥并可能是细粒的。这些潜在的偏砂相解释为中—强振幅、亚平行到乱岗状反射特征，它们只构成任何 MTC 的一小部分。

表 27-3 潜在的储集层类比

	储层岩性	盖　层	地层圈闭潜力
水道砂岩	好	可能泄漏	差—一般
盆地非水道化砂岩	一般—好	好	好
强振幅天然堤	好（2）	一般—好	一般—好
块体搬运复合体	差、局部好	好	好

九、结　论

密西西比扇由 17 个层序组成，它们在扇区呈区域性到亚区域性分布。每个层序都包括有各种环境和作用中沉积的沉积物。水道、天然堤、溢岸和非水道化盆地沉积构成每个层序的 80—90%，而底部的 MTC 仅占每个层序的 0—20%。

水道的特点是强振幅、亚平行反射。而邻近的天然堤是亚平行反射，倾向背离水道。天然堤的沉积凸起向扇端减小。在同一层序内，天然堤沉积的反射特征由底部的中—强振幅变为顶部的弱振幅，解释为天然堤沉积物的相对粒度和层厚向上减小造成的。溢岸沉积具弱振幅亚平行反射，从水道向外，还含有较多的呈互层的乱岗状和丘状反射。这说明滑移层既可能来自斜坡也可能来自扇本身，与水道—天然堤沉积作用没有关系。

MTC 出现在水道—天然堤沉积之下，由丘状、乱岗状、杂乱状和亚平行反射组成。这些反射解释为无序滑移、碎屑流和浊流沉积组成。碎屑裙与 MTC 有相似的地震相特征，但形成于水道—天然堤体系的翼部，其物源和峡谷无关。有一些天然堤—溢岸沉积变形为一系列滑移、碎屑流和浊流。

类似于前人的发现，海平面升降旋回对扇沉积的时代有很大影响。MTC 解释为海面下降期形成的，反映了海底峡谷形成时，陆坡和外陆架的沉积物被侵蚀。当水位达到最低点并开始上升时，河流—三角洲搬运的沉积物跨过陆架、经过峡谷搬运到深水中，形成水道—天然堤沉积体系。最初的水道和天然堤粒度较粗，无序。后期水道变得比较有序，天然堤中具有细粒沉积物。密集段沉积于高水位期，此时深水中半远洋沉积占优势。

密西西比扇中有 4 个远景储集层段：线性延伸的水道砂体，水道下倾末端以外的盆内非水道砂沉岩，紧邻某些水道的可能偏砂的天然堤沉积和有限部分的 MTC。

（陈波译）

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

参 考 文 献

Armentrout, J.M., 1987, Testing a benthic foraminiferal biofacies model—Plio–Pleistocene, Gulf of Mexico: integration of biostratigraphy and seismic stratigraphy: SEPM Gulf Coast Section Eighth Annual Research Conference, p. 6–14.

Armentrout, J.M., S.J.Malacek, P.Braithwaite, and C.E. Beeman, in press, Seismic facies of intraslope basin turbidite reservoirs (Pliocene–Pleistocene), northwest Gulf of Mexico, *in* P.Weimer and M.H.Link, eds., Seismic facies and sedimentary processes of submarine fans and turbidite systems: New York, Springer–Verlag.

Beard, J.H., J.B.Sangree, and L.A.Smith, 1982, Quaternary chronology, paleoclimate, depositional sequences, and eustatic cycles: AAPG Bulletin, v. 66, p. 158–169.

Bouma, A.H., J.M.Coleman, and A.W.Meyer, eds., 1986, Initial reports of the Deep Sea Drilling Project, Leg 96: U.S.Government Printing Office, 824 p.

Bouma, A.H., C.E.Stelting, and J.M. Coleman, 1983, Mississippi Fan: internal structure and depositional processes: Geo–Marine Letters, v. 3, p. 25–31.

Bouma, A.H., L.B.Smith, B.R.Sidner, and T.R.McKee, 1978, Intraslope basin in northwest Gulf of Mexico, *in* A.H.Bouma, G.T.Moore, and J.M.Coleman, eds., Framework, facies, and oil–trapping characteristics of the upper continental margin: AAPG Studies in Geology 7, p. 289–302.

Bouma, A.H., J.M.Coleman, and DSDP Leg 96 Shipboard Scientists, 1985a, Mississippi Fan: Leg 96 program and principal results, *in* A.H.Bouma, W.R.Normark, and N.E.Barnes, eds., Submarine fans and related turbidite systems: New York, Springer–Verlag, p. 247–252.

Bouma, A.H.,W.R.Normark, and N.E.Barnes, eds., 1985b, Submarine fans and related turbidite systems: New York, Springer–Verlag, 351 p.

Coleman,J.M., and H.H.Roberts, 1988, Sedimentary development of the Louisiana continental shelf related to sea level cycles: part 2, seismic response: Geo–Marine Letters, v. 8, p. 109–119.

Damuth, J.E., R.D.Flood, R.O.Kowsmann, R.H.Belderson, and M.A.Gorini, 1988, Anatomy and growth pattern of Amazon deep–sea fan as revealed by long–range side–scan sonar (GLORIA) and high resolution seismic studies: AAPG Bulletin, v. 72, p. 885–911.

Droz, L., and G.Bellaiche, 1985, The Rhone deep–sea fan: morphostructure and growth pattern: AAPG Bulletin, v. 69, p. 460–479.

Droz, L., and G.Bellaiche, in press, Seismic facies and geologic evolution of the central portion of the Indus Fan, *in* P.Weimer and M.H.Link, eds., Seismic facies and sedimentary processes of submarine fans and turbidite systems: New York, Springer–Verlag.

EEZ Scan 85 Scientific Staff, 1987, Atlas of the Exclusive Economic Zone, Gulf of Mexico and eastern Caribbean areas: USGS Miscellaneous Investigations Series I–1864a, 104 p.

Feeley, M.H., 1984, Seismic stratigraphic analysis of the Mississippi Fan: Ph.D.thesis, Texas A & M University, College Station, Texas, 209 p.

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

Field, M.E., 1981, Sediment mass–transport in basins: controls and patterns, *in* R.G.Douglas, I.V.Colburn, and D.S.Gorsline, eds., Depositional systems of active continental margin basins: SEPM Pacific Section Short Course Notes. p. 61–83.

Flood, R.D., and J.E.Damuth, 1987, Quantitative characteristics of sinuous distributary channels on the Amazon deep–sea fan: GSA Bulletin, v. 98, p. 728–738.

Garrison, L.E., N.E.Kenyon, and A.H.Bouma, 1982, Channel systems and lobe construction in the Mississippi Fan: Geo–Marine Letters, v. 2, p. 31–39.

Kastens, K., and A.M.Shor, 1985, Depositional processes of a meandering channel on Mississippi Fan: AAPG Bulletin, v. 69, p. 190–202.

Kastens, K., and A.M. Shor, 1986, Evolution of a channel meander on the Mississippi deep–sea fan: Marine Geology, v. 71, p. 165–175.

Kolla, V., and F.Coumes, 1987, Morphology, internal structure, seismic stratigraphy and sedimentation of Indus Fan: AAPG Bulletin, v. 71, p. 650–677.

Manley, P.L., and R.D.Flood, 1988, Cyclic sediment deposition within Amazon deep–sea fan: AAPG Bulletin, v. 72, p. 912–925.

Martin, R.G., 1984, Diapiric trends in the deep–water Gulf basin: SEPM Gulf Coast Section Fifth Annual Research Conference, p. 60–62.

Martin, R.G., 1978, Northern and eastern Gulf of Mexico continental margin, *in* A.H.Bouma, G.T.Moore, and J.M.Coleman, eds., Framework, facies, and oil–trapping characteristics of the upper continental margin: stratigraphic and structural framework: AAPG Studies in Geology 7, p. 21–42.

McHargue, T.R., in press, Seismic facies and evolution of Miocene inner fan channels of the Indus submarine fan, *in* P.Weimer and M.H.Link, eds., Seismic facies and sedimentary processes of submarine fans and turbidite systems: New York, Springer–Verlag.

McHargue, T.R., and J.E. Webb, 1986, Internal geometry, seismic facies, and petroleum potential of canyons and inner fan channels of the Indus submarine fan: AAPG Bulletin, v. 70, p. 161–180.

Meyer, A.W., 1986, Explanatory notes: Deep Sea Drilling Project Leg 96, Mississippi Fan, Gulf of Mexico, *in* A.H.Bouma, J.M.Coleman, and A.W.Meyer, eds., Initial reports of DSDP Leg 96: U.S.Government Printing Office, p. 3–13.

Moore, G.T., G.E.Starke, L.C.Bonham, and H.O.Woodbury, 1978, Mississippi Fan, Gulf of Mexico—physiography, stratigraphy, and sedimentation patterns, *in* A.H.Bouma, G.T.Moore, and J.M.Coleman, eds., Framework, facies, and oil–trapping characteristics of the upper continental margin: AAPG Studies in Geology 7, p. 155–191.

Moore, G.T., H.O.Woodbury, J.L.Worzel, J.S.Watkins, and G.W.Starke, 1979, Investigation of the Mississippi Fan, Gulf of Mexico, *in* J.S.Watkins, L.Montadert, and P.W.Dickerson, eds., Geological and geophysical investigations of continental margins: AAPG Memoir 29, p. 383–402.

Mutti, E., 1985, Turbidite systems and their relations to depositional sequences, *in* G.G.Zuffa, ed., Provenance of arenites: Holland, Reidel, p. 65–93.

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

Mutti, E., and W.R.Normark, 1987, Comparing modern and ancient turbidite systems: problems and concepts, *in* J.Leggett and G.G.Zuffa, eds., Marine and clastic sedimentology: concepts and case studies: London, Graham and Trotman, p. 1–38.

Mutti, E., and W.R.Normark, in press, An integrated approach to the study of turbidite systems, *in* P.Weimer and M.H.Link, eds., Seismic facies and sedimentary processes of submarine fans and turbidite systems: New York, Springer–Verlag.

Nelson, C.H., and A.Maldonado, 1988, Factors controlling depositional patterns of Ebro turbidite systems, Mediterranean Sea: AAPG Bulletin, v. 72, p. 698–716.

Nelson, C.H., A.Maldonado, J.H.Barber, and B.Alonso, in press, Modern sand–rich and mud–rich siliciclastic aprons, alternative base–of–slope turbidite systems to submarine fans, *in* P.Weimer and M.H.Link, eds., Seismic facies and sedimentary processes of submarine fans and turbidite systems: New York, Springer–Verlag.

Nelson, T.H., and L.Fairchild, 1989, Emplacement and evolution of salt sills in northern Gulf of Mexico (abs.): AAPG Bulletin, v. 73, p. 395.

O'Connell, S., 1986, Anatomy of modern submarine depositional and distributary systems: Ph.D. thesis, Columbia University, New York, New York, 298 p.

O'Connell, S., W.F.B.Ryan, and W.R.Normark, in press, Evolution of a fan channel on the surface of the outer Mississippi Fan, Gulf of Mexico: evidence from side–looking sonar, *in* P.Weimer and M.H.Link, eds., Seismic facies and sedimentary processes of submarine fans and turbidite systems: New York, Springer–Verlag.

Ramsayer], G.R., 1979, Seismic stratigraphy, a fundamental exploration tool: Offshore Technology Conference Proceedings, Paper 3568, v. 3, p. 1859–1867.

Sangree, J.B., P.R.Vail, and R.M.Sneider, 1988, Evolution of facies interpretation of the shelfslope: application of the new eustatic framework to the Gulf of Mexico: Offshore Technology Conference Proceedings 5695, p. 133–144.

Shaub, F.J.R.T.Buffler, and J.G.Parsons, 1984, Seismic stratigraphic framework of the deep central Gulf of Mexico: AAPG Bulletin, v. 68, p. 1790–1802.

Steffens, G., 1986, Pleistocene entrenched valley / canyon systems, Gulf of Mexico (abs.): AAPG Bulletin, v. 70, p. 1189.

Stelting, C.E., and DSDP Leg 96 Shipboard Scientists, 1985, Migratory characteristics of a mid–fan meander belt, Mississippi Fan, *in* A.H.Bouma, W.R.Normark, and N.E.Barnes, eds., Submarine fans and related turbidite systems: New York, Springer–Verlag, p. 283–290.

Stelting, C.E., L. Droz, A.H.Bouma, J.M.Coleman, M.Cremer, A.W.Meyer, W.R.Normark, S.O'Connell, and D.A.V.Stow, 1986, Late Pleistocene seismic stratigraphy of the Mississippi Fan, *in* A.H.Bouma, J.M.Coleman, and A.W.Meyer, eds., Initial reports of DSDP Leg 96: U.S.Government Printing Office, p. 437–456.

Stuart, C.J., and C.A.Caughey, 1976, Form and composition of the Mississippi fan: Gulf Coast Association of Geological Societies Transactions, v. 26, p. 333–343.

Trainor, D.M, and D.E.Williams, 1987, Isotope chronostratigraphy: high–resolution

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

stratigraphic correlations in deep–water exploration tracts of the northem Gulf of Mexico: Gulf Coast Association of Geological Societies Transactions, v. 37, p. 247–254.

Twichell, D.C., L.M.Parson, N.H.Kenyon, and B.M.McGregor, in press, Sidescan sonar and high–resolution interpretations of the youngest channel, Mississippi Fan, Gulf of Mexico, *in* P.Weimer and M.H.Link, eds., Seismic facies and sedimentary processes of submarine fans and turbidite systems: New York, Springer–Verlag.

Vail, P.R., and R.M.Mitchum, Jr., 1977, Seismic stratigraphy and global changes in sea level, part 1: overview, *in* C.E.Payton, ed., Seismic stratigraphy—applications to hydrocarbon exploration: AAPG Memoir 26, p. 51–212.

Vail, P.R., 1987, Seismic stratigraphy interpretation procedure, *in* A.W.Bally, ed., Atlas of seismic stratigraphy: AAPG Studies in Geology 27, v. 1, p. 1–10.

Walker, J.R., and J.V.Massingill, 1970, Slump features on the Mississippi Fan, northeastern Gulf of Mexico: GSA Bulletin, v. 81, p. 3101–3108.

Walters, R.D., 1985, Seismic stratigraphy and salt tectonics of Plio–Pleistocene deposits, continental slope and upper Mississippi Fan, northern Gulf of Mexico: M.A. thesis, University of Texas at Austin, Austin, Texas, 204 p.

Weimer, P., in press, Seismic facies, characteristics and variations in channel evolution, Mississippi Fan (Plio–Pleistocene), northem Gulf of Mexico, *in* P.Weimer and M.H.Link, eds., Seismic facies and sedimentary processes of submarine fans and turbidite systems: New York, Springer–Verlag.

Weimer, P., 1987, Seismic stratigraphy of three areas of lower slope failure, Torok Formation, northern Alaska, *in* I.L.Tailleur and P.Weimer, eds., Alaskan North Slope geology: SEPM Pacific Section, v. 50, p. 481–496.

Weimer, P., 1989, Sequence stratigraphy of the Mississippi Fan (Plio–Pleistocene), Gulf of Mexico: Geo–Marine Letters, v. 9, p. 185–272.

Weimer, P., and R.T.Buffler, 1988, Distribution and seismic facies of the Mississippi Fan channels: Geology, v. 16, p. 900–903.

Weimer, P., and R.T.Buffler, 1989a, Seismic definition of fanlobes, Mississippi Fan, Gulf of Mexico, *in* A.W.Bally, ed., Atlas of seismic stratigraphy: AAPG Studies in Geology 27, v. 3, p. 79–87.

Weimer, P., and R.T.Buffler, 1989b, Structural geology of the Mississippi Fan foldbelt, Gulf of Mexico: SEPM Gulf Coast Tenth Annual Research Conference, p. 146–147.

Weimer, P., and R.T.Buffler, 1989c,Variations of salt deformation in the Mississippi Fan area: SEPM Gulf Coast Tenth Annual Research Conference, p. 148–150.

Williams, D.F.,R.C.Thunnell, E.Tappa, D.Rio, and I.Raffi, 1988, Chronology of the Pleistocene oxygen isotope record: 0–1.88m.y.B.P.: Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, v. 64, p. 221–240.

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

附表　主要译名中英文对照表

Accomondation	可容纳空间
A. envelope	包络容纳空间
A. potential	容纳(空间)潜力，潜在可容纳空间
Accretionary Tectonic	(侧向)增生构造
Active–sediment influx	活动性沉积物注入
Age dating	年龄测定
Aggradation	加积(作用)
Allochthonous	外来的、异地的
Allostratigraphic unit	异地地层单元
Alluvial equilibrium	冲积平衡
Angular discordance	角度不整一(合)
Apparent sea–level	视海(平)面
Anthigenic mineral	自生矿物
Autochthonous	原地的
Backstepping marine paresequences	退积海相准层序
Backstripping	回剥
Bank	滩
Basin floor facies belt	盆底相带
Basin floor fan	盆底扇
Basinal unchannelized sediments	盆地非水道化沉积
Bayline	海湾线，港湾线
Beach facies	海滩相
Benthic organism	底栖生物
Best–fit age model	最佳拟合年代模型
Biochronostratigraphic framework	生物年代地层构架
Biochronozone	生物年代带
Biofacies	生物相
Biogenic deposition	生物成因沉积
Biostratigraphic event	生物地层事件
Biostratigraphy	生物地层学
Biozone	生物带
Bounding surface	界面
B. unconformity	不整合界面
Burrowed surface	潜穴面
Calcite compensation depth	方解石补偿深度
Calibrating geologic time	地质年代标定
Canyon	海底峡谷，峡谷

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

Canyon fan system	峡谷扇体系
Carbonate production	碳酸盐岩产率
"Catch–up" deposition	追补沉积
Channel levee complex	水道—天然堤复合体，河堤复合体
Chronostratigraphy	年代地层学
Clinoform	斜坡(地形、沉积)，斜层
Coastal aggradation	海岸加积
C. onlap	海岸上超
C. offlap	海岸退复(超)
Coenocorrelation curve	群落对比曲线
Coeval	同时代的
Coinstone	货币岩
Composite standard	复合标准
Conceptual model	概念模型
Concordant boundary	整一边界
Condensed section	密集段(层)
Core shale	核心页岩(密集段)
Correlative conformity	可以(与之)对比的整合面
Crustal subsidence	地壳沉降
Cycle	周期，旋回
Data integration	资料综合
Debris apron	碎屑裙
Debris flow	碎屑流
Deep Sea Drilling Project (DSDP)	深海钻探计划
Deep sea fan	深海扇
Degradation	夷平，均衡
Density–flow	密度流
Depocenter	沉积中心
Depositional equilibrium surface	沉积平衡表面
D. sequence	沉积层序
D. setting	沉积背景
D. shoreline break	沉积滨线坡折点
D. system	沉积体系
Depth–dependent sedimentation	深度相关沉积作用
Diastem	沉积间歇，小间断
Disconformity	假整合
Disorganized slide	无序滑移
Distributary channel	分流河道
Downfan	扇端
Downgoing slab	下行板块

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

Downlap	下超
Encroachment	进侵
Epeiric sea	陆表海
Epicratonic sea	克拉通表海
Equilibrium point	平衡点
E. profile	平衡剖面
Estuarine channel–fill deposits	河口湾水道充填沉积
Eustacy	(绝对)全球性海面升降
Eustatic	(绝对)全球性海面升降的
E. excursion	(绝对)全球性海面迁移
Exaggeration	放大
Facies	相
Failure	滑塌，崩塌，坍毁
Firm ground	硬地
Flexural moat	挠曲壕
Fuvial aggradetion	河流加积
Floreland basin	前陆盆地
Floreslope facies	前坡盆地
Foreslope	前缘斜坡，前缘陆坡
Forward modeling	正演模型
Geochronology	地质年代学
Geohistory	地质历史
"Give up"	"退让""中止"
Glacial fluctuation	冰川浮动
G. termination	冰川终止
Glacio–eustacy	冰川绝对全球海面
Global	全球的
G. ice volume	全球冰体积
G. isotope pattern	全球同位素分布模式
G. isotope signal	全球同位素信号
G. oxygen isotope event	全球氧同位素事件
G. synchronous subaerial unconformity	全球同时陆上不整合
G. transgressive / deepening event	全球海进／加深事件
Hardground	硬地
Hiatal surface	沉积间断面
Highstand	高水位
H. progradation	高水位前积
H. system tract	高水位体系域
Hinge	枢纽(点)
Hypsographic curve	陆高海深曲线，等深线，等高线

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

Hypsometric curve	陆高海深曲线，等深线，等高线
Incised–valley fill	下切河谷充填
Inflection point	拐点
Inner coast plain margin	内海岸平原边缘
Integrated chronology	综合年代学
Intercalated neritic deposit	互层浅海沉积
Intertonguing pattern	交互模式
Intracratonic basin	克拉通内盆地
Intraplate	板内
Intraslope basin	陆坡内盆地
I. seismicity	陆坡地震活动性
Iridium anomly	铱异常
Isostacy	地壳均衡
Keep–up deposition	“并进”沉积作用
Landward–stepping	向陆步进
Leveed–channel system	有堤河道体系
Levee–overbank sediments	堤—溢岸沉积
Lithofacies	岩相
Lithosphere	岩石圈
L. deflection	岩石圈挠曲(度)
L. depth–dependent rheology of	岩石圈深度相关流变学
L. perturbation	岩石圈摄动，扰动
Lithospheric flexure	岩石圈挠曲
Local factor	局部(地方性)因素
Lowstand	低水位
L. deposits shelf–perched	坐落在陆架上的低水位沉积
L. system tract	低水位体系域
M–series magnetic anomaly	M 系列磁异常
Ma	百万年
Magnetic chron C12	磁年代 C12
Magnetic stratigraphy	磁性地层学
Magnetic–polarity chrons	磁极性年代
Magnetic–polarity reversal	磁极性反转
Magnetobiochronostratigraphy	磁生物年代地层学
Magnetostratigraphy	磁性地层学
Marine hiatal surface	海相沉积间断面
Marine–current system	海流体系
Marine–flooding surface	海泛面
Mass transport complex (MTC)	块体搬运复合体
Megasequence	巨层序

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

Membrane stresses	膜板应力
Mudlump	泥火山
MYBP	距今百万年
Nannofossil	超微化石
Neostratotype	新层型
New space added	新增空间
Nondeposition	无沉积作用，停积作用
Oblique-slip zone	斜滑带
Oceanic anoxic event	大洋缺氧事件
Offlap	退复，退超，(下超)
Onlap	上超
Ostrea	双壳类牡蛎属
Overbank deposits	溢岸沉积
Paleocurrent	古水流
Paleoslope	古陆坡
Palimpsest sediments	变余(再生)沉积
Paralic sediments	近(滨)海沉积
Parasequence	准层序
Parent-daughter isotope ratio	母女同位素比
Plutonic rock	深成岩
Point of greatest onlap (POGO)	最大上超点
Polarity chron	极性年龄
Predictive depositional model	预测沉积模型
Prodelta	前三角洲
Progradation	前积，进积
Punctuated aggradation cycle	间断加积周期
Radiochronology	放射年代学
Radiometric	放射性测量的
Ravinement surface	冲刷面，冲沟面
Reciprocal averaging ordination	互相平均定位
Recurrent lobe abandonment	重现朵体废弃
Regional ramp	区域坡面
Rejuvenation	回春作用
Relict sediments	残余沉积
Retrogradation	退积作用
Ridge push	洋脊推动
Rip-up clasts	撕裂碎屑
Sand-prone facies	偏砂相
Seasat altimeter data	海洋卫星测高程资料
Seaward-stepping	向海步进

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

Sequence	层序
Shale–prone facies	偏泥相
Shaol	浅滩
Shaolling	变浅
Sharp–based shoreface	底面突变临滨面
Shelf	陆架
S. break	陆架坡折点
S. crest	陆架脊
S. edge	陆架边角
S. margin wedge (SMW)	陆架边缘楔
S. margin systems tract (SMST)	陆架边缘体系域
Shifting equilibrium profile	偏移平衡剖面
Shoreface	(临)滨面
Shoreline	(海)滨线
Siliciclastic	硅质碎屑
Sinusoidal eustatic	正弦波式海面升降
Slab pull	板块拉曳
Slope	陆坡，斜坡，坡度
Slump	滑塌
Stacked subsidence curves	叠加沉降曲线
Stage stratotype	阶层型
Stepping	步进
Stratigraphic framework	地层构架
Stratigraphic architecture	地层构架
Stratal pattern	地层分布模式
Stratotype	层型
Stream profile	水流剖面
Stress patterns	应力模式
Subaerial accommodation	陆上容纳空间
Subfacies	亚相
Submarine canyons	海底峡谷
Supercycle	超周期
Supersequence	超层序
Supratidal	潮上
Syndepositional tectonism	同沉积构造作用
Synthems	同时层
Synthesizing stratigraphy	人工合成地层学
Systems tracts	体系域
Thermal cooling model	热冷却模型
Tidal flat	潮坪

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

Tidalites	潮汐岩
Toplap	顶超
Trench system	海沟体系
Type 1 sequence	1 型层序
Type 1 sequence boundary	1 型层序边界
Type 1 unconformity	1 型不整合
Type 2 squence	2 型层序
Type 2 sequence boundary	2 型层序边界
Type 2 unconformity	2 型不整合
Unchannelization	非水道化作用
Upfan	扇顶
Vail aggradation curve	Vail 加积曲线
Volcanic complex	火山岩复合体
Volcanic extrusive	火山喷出岩
Wheeler diagram	Wheeler 图解
Zones of active transport	活跃搬运带

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn



图8-22 低水位扇时期形成的下切河谷的现代类似实例，于西班牙比利牛斯山脉（注意前边地面上的轮胎迹作比例尺）

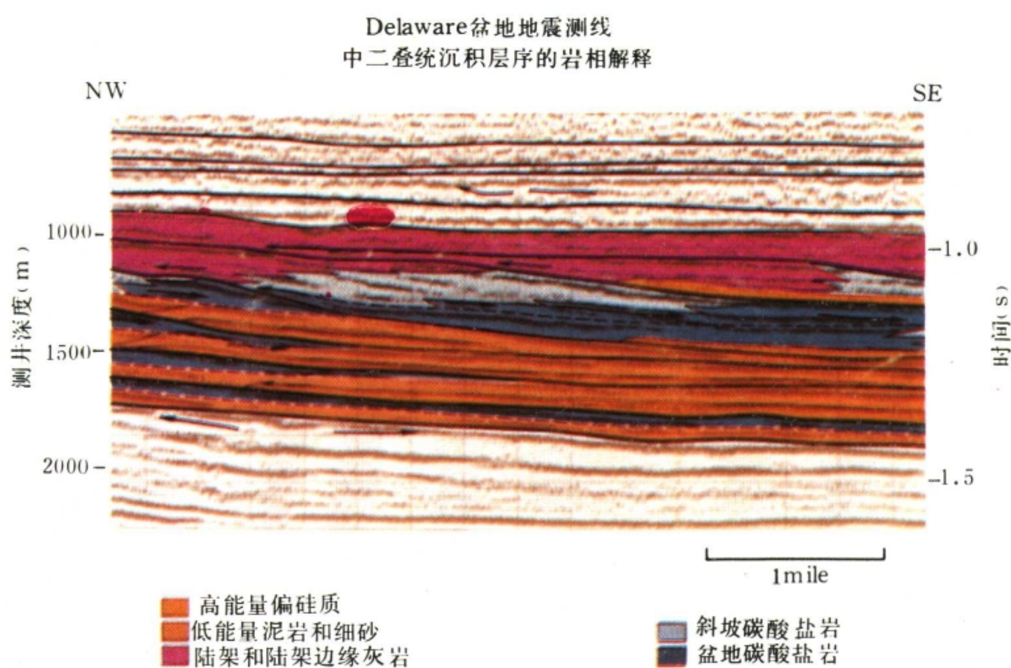


图9-6 位于新墨西哥Carlsbad东北的CDP地震测线的一部分

该测线沿倾向穿过Delaware盆地的西北边缘，下部的两个碳酸盐滩（二叠纪，Wdfcampian统）呈"S"型（下）和在滩边缘的丘型（上）几何形态。上边的丘型滩显示出地震相从连续、高振幅的台地反射向台地边缘的丘型反射变化，然后变成更连续、强振幅的前缘斜坡反射，下一个上覆的滩表现为"S"形前积，没有丘型，向盆地方向再次变为不连续、弱振幅地震相

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

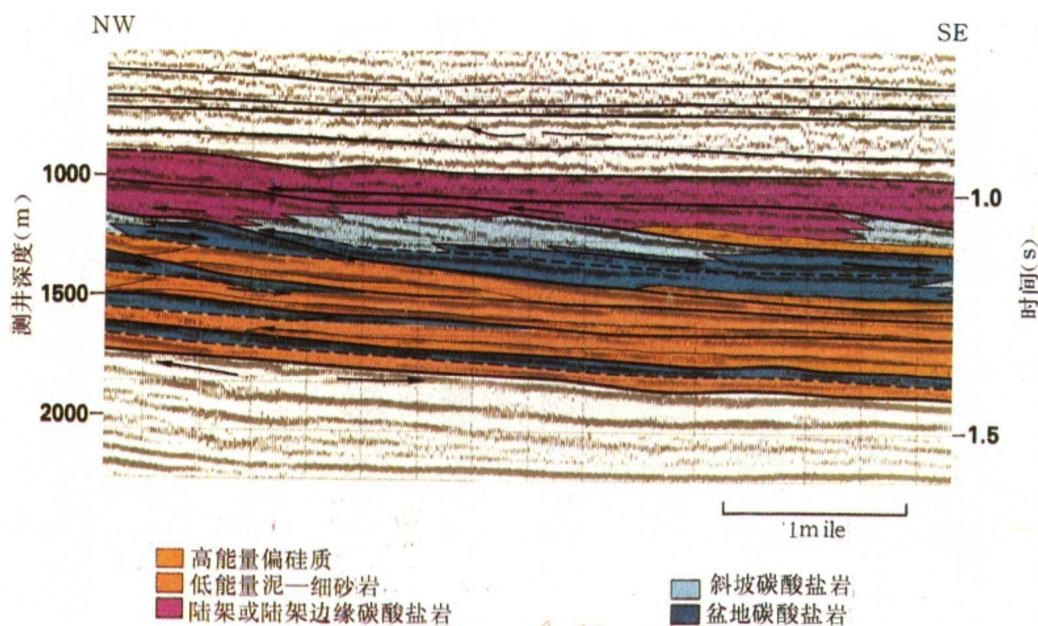


图9-10　Delaware盆地中紧邻图9-6所示CDP地震测线的向盆地方向的一部分

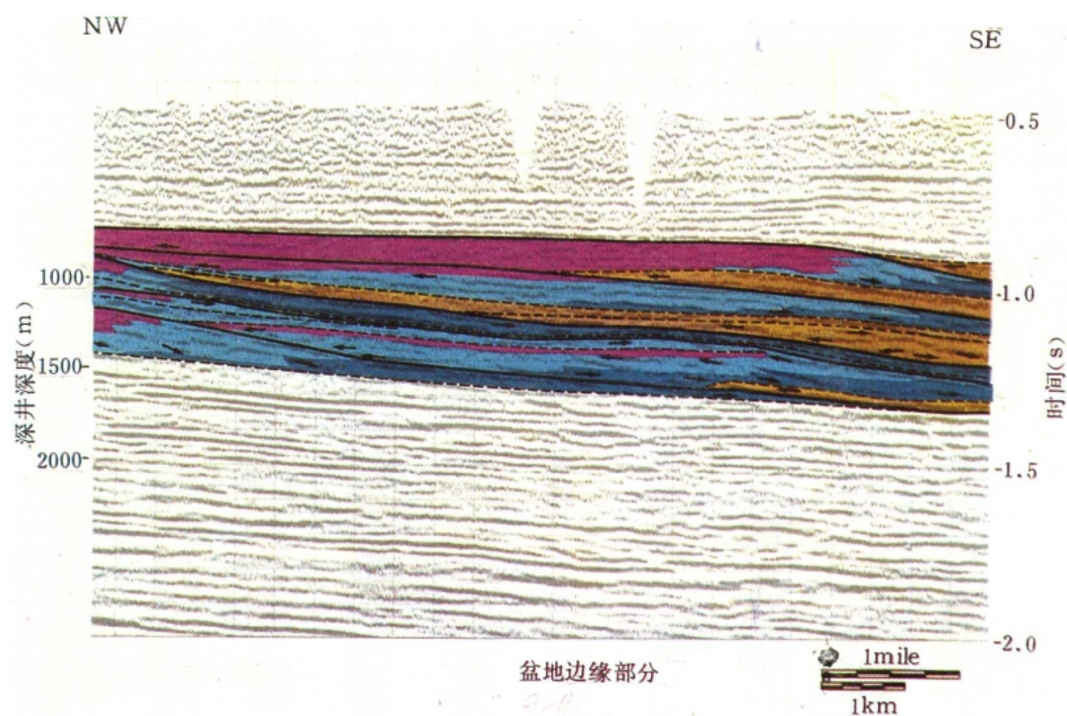
剖面中心的前积滩(二叠纪，Leonardian阶)在下部呈高水位早期加积结构，在它的上部的盆地方向呈高水位晚期的前积结构(岩相如图9－6)



图9－11　德克萨斯西部北Mckittrick峡谷的Capitan灰岩(二叠纪瓜达卢培阶)露头照片

块状Capitan灰岩呈现追补式"S"型前积几何形态，整一的顶积层向盆地方面变为微倾斜的厚层陆架脊(shelf crest)层，它们依次变为滩边缘的块状Capitan礁，大量早期海底胶结物遍及在礁块、陆架脊和前缘斜坡沉积物中

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn



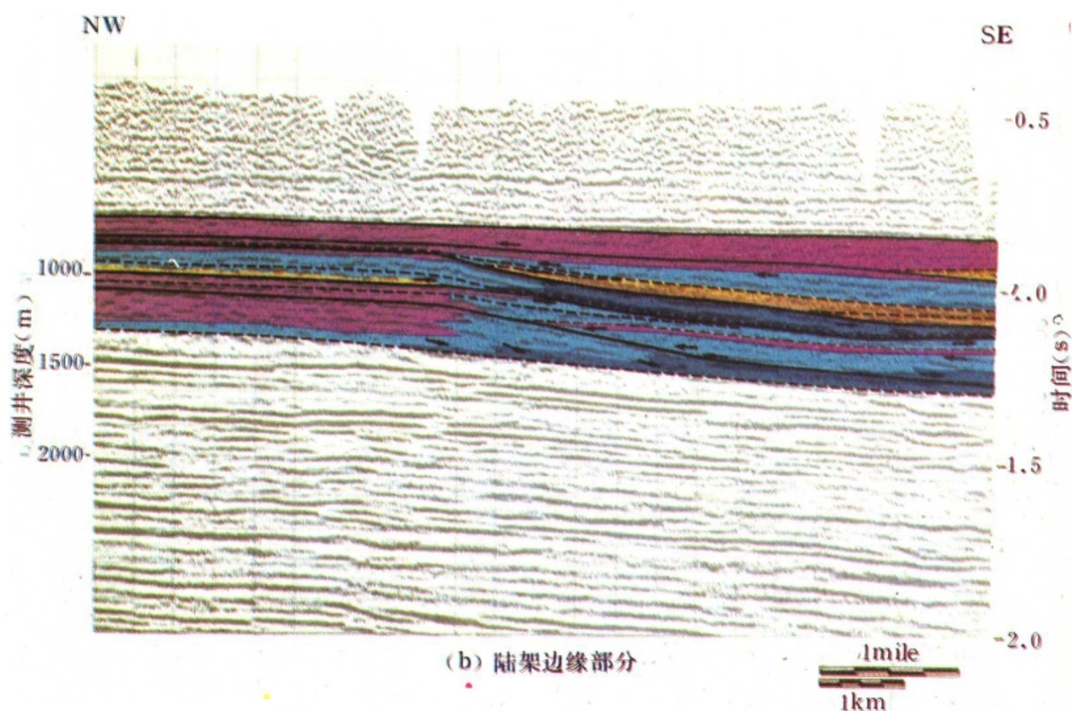
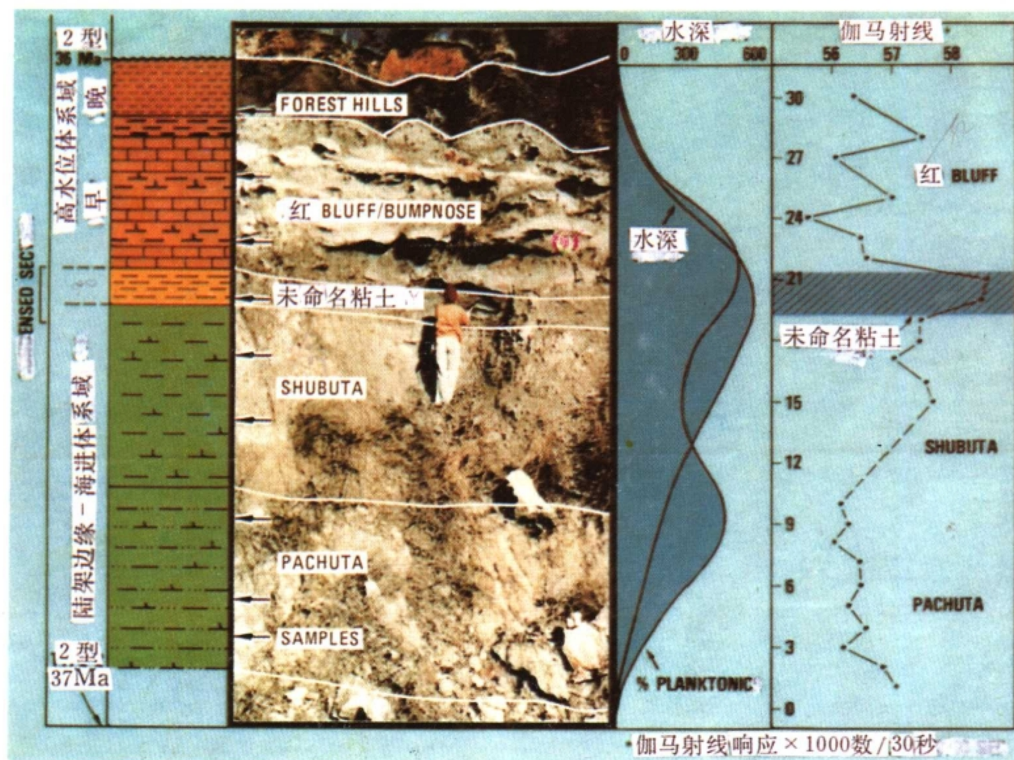


图9-11　图9-6、图9-10所示Delaware盆地地震测线的东南部分，已解释了晚leonardian—早Guadalupian的沉积层序

(a) 处于已解释地震剖面中部的主要的陆架边缘产于San Andres组中。陆架边沿有一丘型加积几何体，紧邻的上覆层序是San Andres组的上部，呈斜交前积几何形态(图9-6所示岩相)，San Andres组的两个滩均代表并进沉积，含少量的早期海底胶结物(参见图9-13)。(b) 在地震剖面这个部分上业经证实的低水位楔上超到业经解释的最下部的高水位滩(Leonardian阶上部)和中及上San Andres滩上。测井资料表明下部的低水位楔(LSW)由碳酸盐滩相组成。上部的两个LSW由碳酸盐岩与硅质碎屑岩混合沉积组成

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn



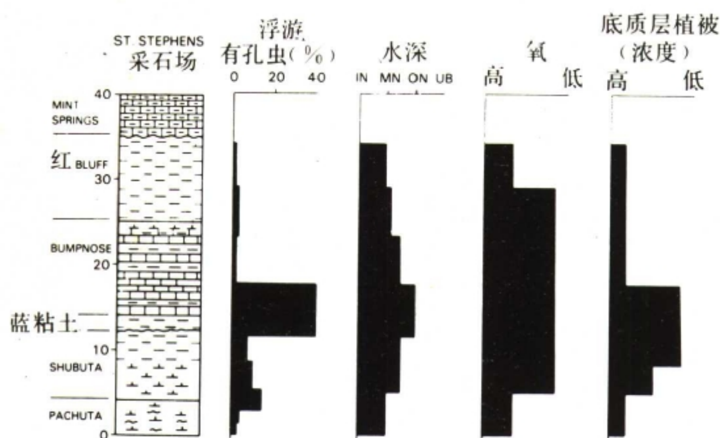


图 10-20

(a) St. Stephens采石场内始新—渐新统边界剖面。密集段与未命名粘土(剖面中部)伴生，为一远洋沉积，主要由钙质超微古生物及有孔虫壳屑组成。在Scintrex GAD—6记录器及GSP－3感应仪(sensor)上记录了伽马射线计量。(b) St. Stephens采石场的古水深和沉积环境估算，最深水出现在未命名蓝粘土内部和Bumpnose灰岩最下部。在此段中还发现较低的含氧值和较低浓度的附着底栖有孔虫，它支持了密集段中水较深的解释(据Louti t等，1983)

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

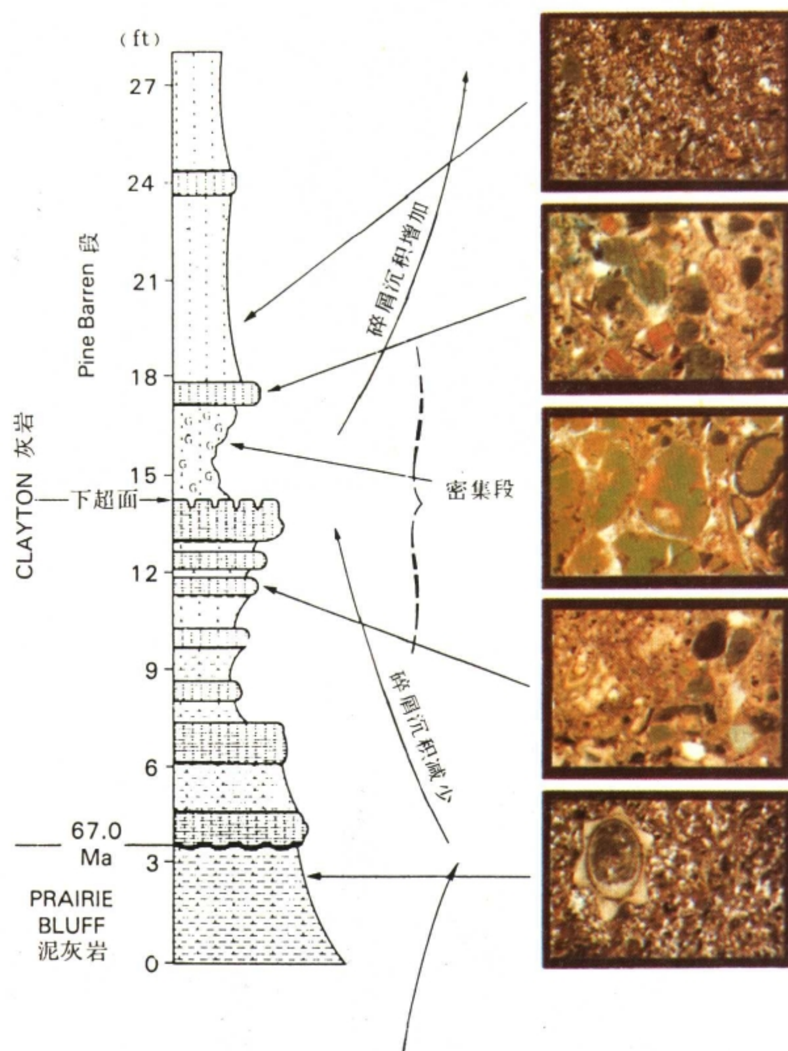


图10-23　阿拉巴马州Lowndes县中的Braggs剖面

介于Naverro和Mdway阶之间的密集段，以较其上、下岩层具有低陆源碎屑成分和更富于海绿石和有机物质为特征(据Baum等人修改，1984)

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

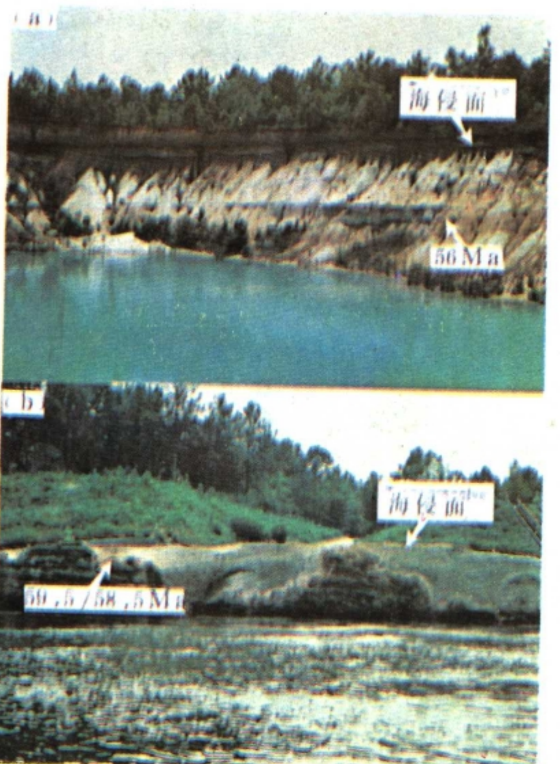


图19-4

(a)位于海侵面和56Ma不整合面之间的下切河谷充填沉积的偏储层砂岩大部分都局限在下切河谷中。亚拉巴马Henry县。(b) 59.5和58.5Ma不整合面与下切河谷充填沉积。照片位置：亚拉巴马Henry县

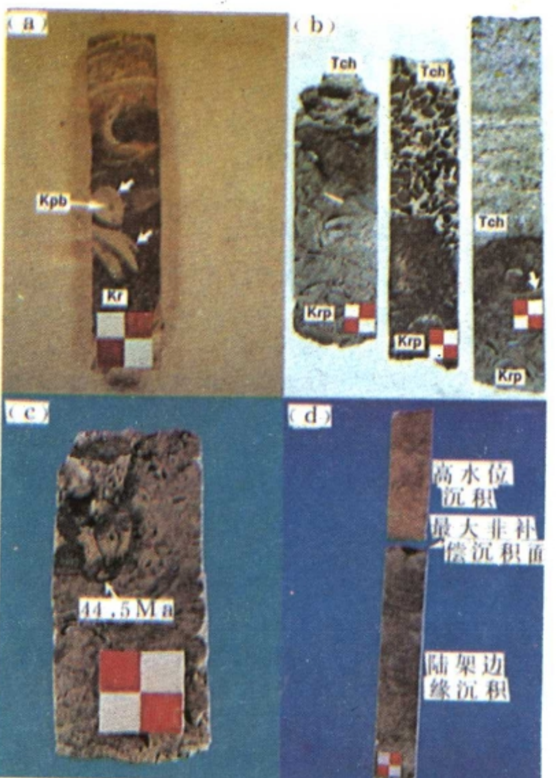


图19-5　剖开的岩心

(a) Ripley组恰好位于68Ma的不整合面之下，注意Pairie Bluff白垩(Kpb)充填了原始软体动物印模(箭头所指)，岩心取自亚拉巴马Lowndes县；(b)中始新统的Castle Hayne灰岩(Tch)中的磷酸盐中砾砾岩和苔藓生物亮晶砾屑灰岩以不整合方式覆盖在Peedee组晚白垩世Rocky Point段(Krp)之上。注意，Castle Hayne灰岩充填了原始文石质软体动物印模(箭头所指)，北卡罗来纳州New Hanover县；(c)北卡罗来纳Pender县，在Castle Hayne灰岩中间存在44.5Ma不整合面；(d)最大非补偿沉积作用面，在Castle Hayne灰岩中的TE2.3旋回(44.5至40.5Ma)，北卡罗来纳州Pender县

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

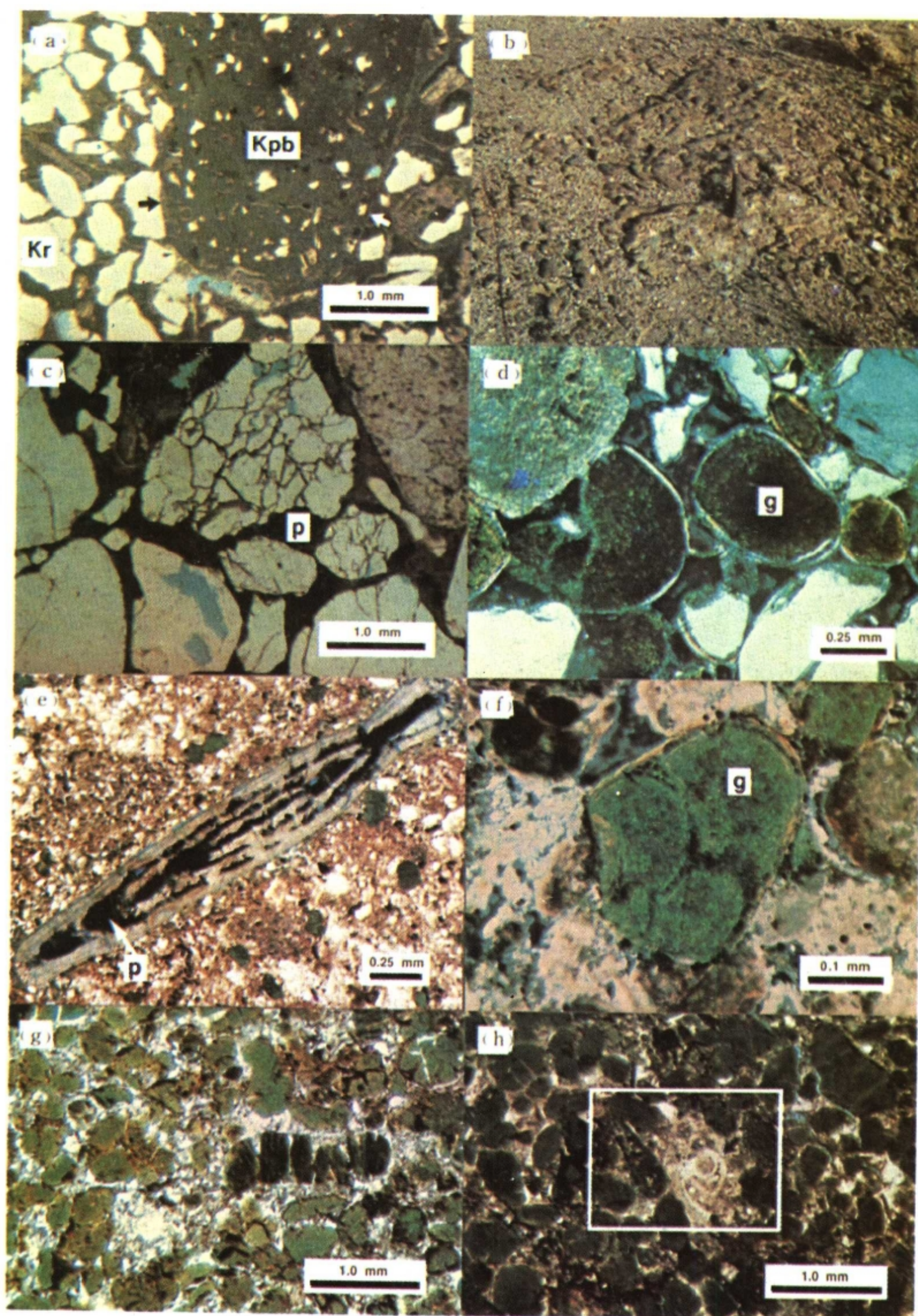


图19-6　显微照片((b)除外)

(a) Ripley组(Kr)充填原始的文石质软体动物印模(箭头所指)的Pairie Bluff白垩(Kpb)。 薄片取自图19-5 (a)中的岩心，亚拉巴马州Lowndes县；(b) 在Ripley组顶部的68Ma不整合面，注意磷酸盐中砾砾岩，亚拉巴马州 Lowndes县；(c) 来自(b)的一个磷酸盐中砾中磷酸盐(p) 交代了基质；(d) Gorpont Sand石英砂岩相中的滚圆状海绿石(g)颗粒，亚拉巴马州clarke县；(e)在Bar ton组的Nummulites Dreswichianus带中，黄铁矿(p)交代和充填了有穿孔虫壳的粒间孔隙，英国Alum湾；(f) 海绿石(g) 交代和充填了Porte's Creek组Matthews Landing泥灰岩段内有孔虫壳的粒内孔隙，亚拉巴马州Wilcox县；(g) 海绿石直接覆于最大非补偿面上，TP1.1旋回(67至62.5Ma)，亚拉巴马州Landes县；(h)同(g) 注意有孔虫的新生变形，图19-11(e) 显示了该地区

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

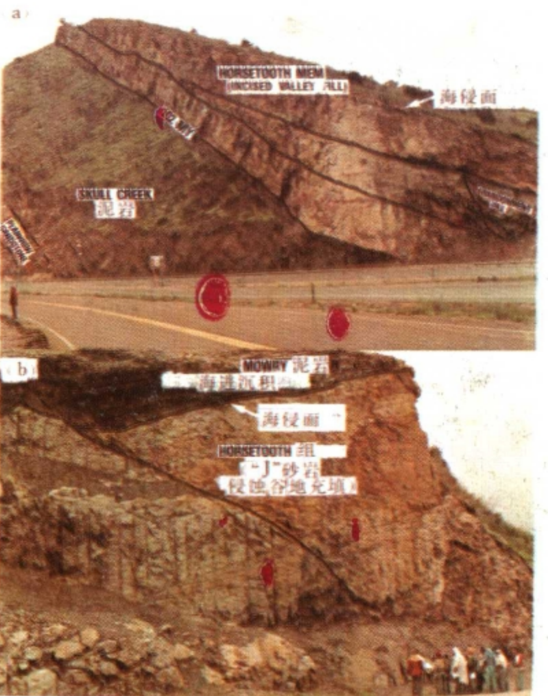


图19-7 位于Skull Creek页岩和Horse tooth段(J砂岩)的下切河谷充填沉积之间的102Ma不整合面。海侵面将Horse tooth段和Moury页岩分开，年代表参加Van Hinte(1976)，解释参见Land and Weimer(1978)

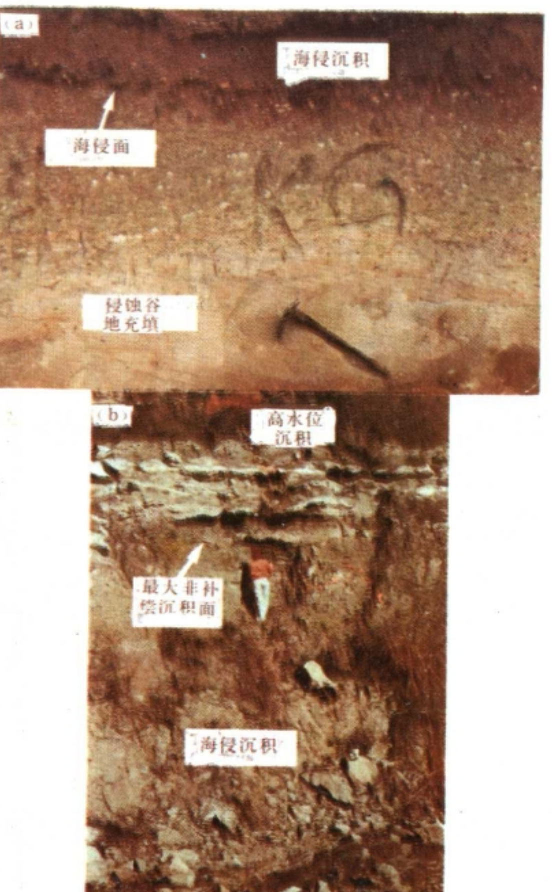


图19-8

(a)覆于TP2.2旋回(56至55Ma，参见图19-1(a))的下切河谷充填沉积之上的海侵面。注意来自下伏地层的铝土矿碎屑，说明为河间分水岭的暴露。亚拉巴马州Henry县。(b)与始新统和渐新统边界伴生的海侵沉积，最大非补偿面和高水位沉积。注意角砾灰岩直接覆于最大非补偿面上。St. Stephen's采石场，亚拉巴马州Washington县

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn

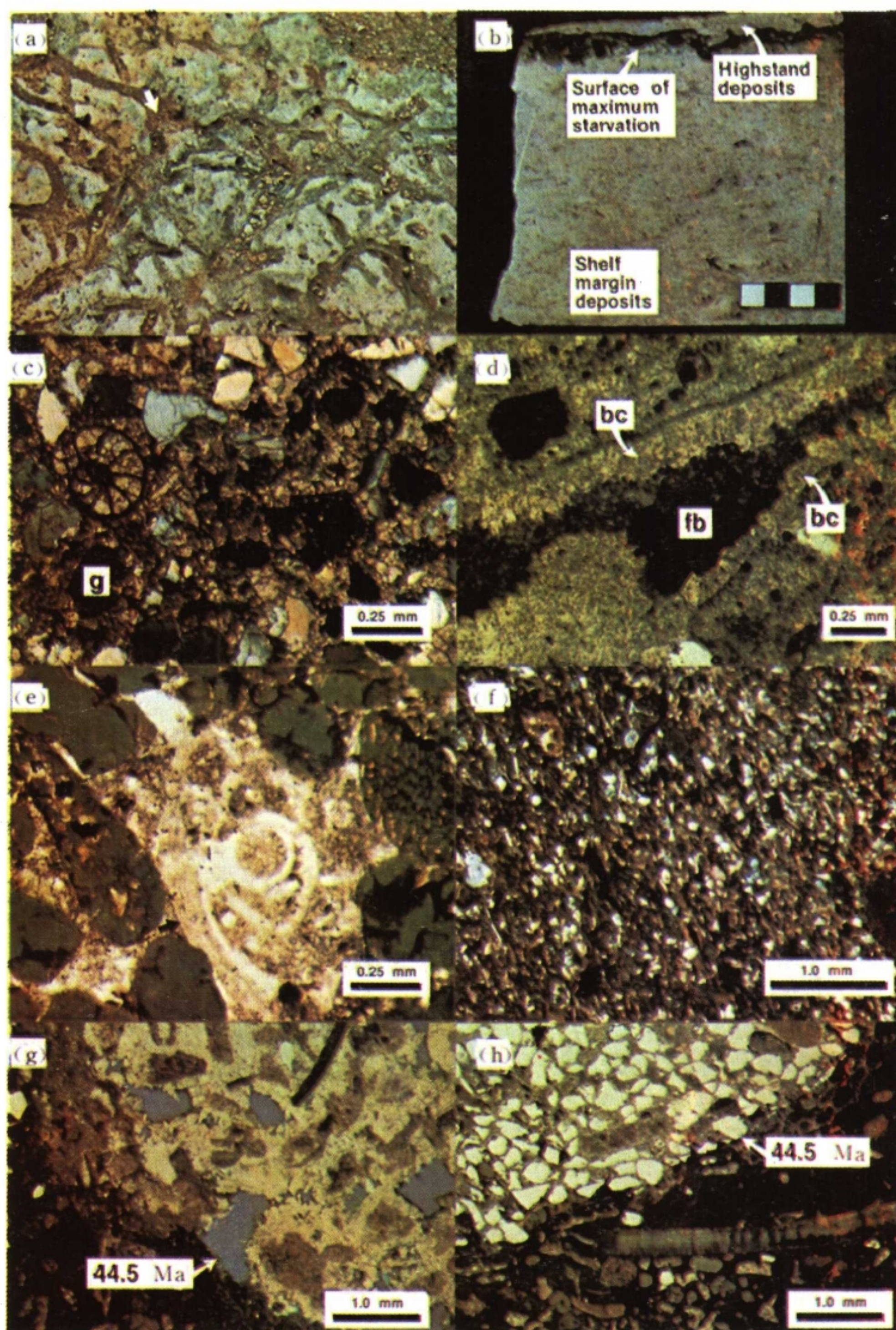


图19-11

(a)Glendon灰岩上潜穴化停积面。亚拉巴马州Waohington县 St. stephen采石场。（b）剖开的岩心切过TE2.3旋回(44.5到40.5Ma，摘自Dowell，1985)中代表最大非补偿作用面的磷酸盐化硬地。南卡罗来纳州，Georgetown县 Santee灰岩。(C—H)显微照片。（c)亚拉巴马州Clarke县，海绿石(g)，恰好在TE1.1旋回(54到52Ma)最大非补偿作用之下的Hatchitigbee组Bashi泥灰岩段的钙质石英砂岩相。（d）"脏"的片状胶结物(bc)，随后来自上覆高水位沉积的有孔虫生物微晶灰岩充填了晶空孔隙(据Powell，1985)南卡罗来纳州Georgetown县Santee灰岩。(e）再生变形有孔虫恰好位于TE1.1旋回的最大非补偿作用面上，亚拉巴马州Lowndes县。(f）位于(e)上1.5m(5ft)。(g）在44.5Ma，海岸上超向下迁移，其特点是相对深水相(苔藓生物微晶砾屑灰岩)之上被相对浅水相(苔藓生物亮晶砾屑灰岩）截然覆盖。北卡罗来纳州Pender县Castle Hayne灰岩。(h）在44.5Ma时海岸上超下移，其特点是砂级石英突然强加，北卡罗纳州Pender县Castle Hayne灰岩

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn


0060 8169

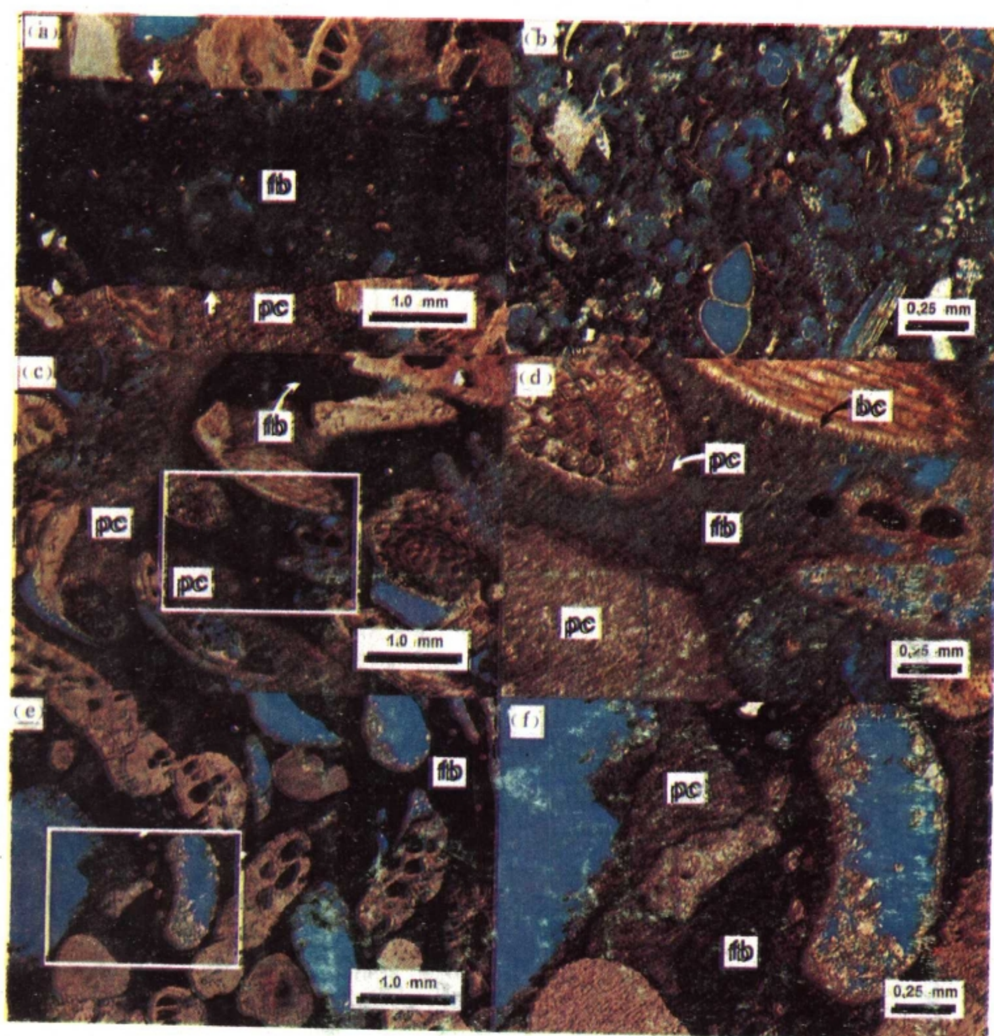


图19-15　显微照片

(a)钻孔(箭头所指)削截的球粒胶结物(pc)和他生成分。早期高水位沉积的有孔虫生物微晶充填了钻孔和晶间孔隙。薄片取自紧靠TE2.3旋回的最大非补偿作用面下。北卡罗来纳州Pender县Castle Hayne灰岩。(b)高水位沉积底部。有孔虫生物微晶灰岩，薄片恰好取自北卡罗来纳Pender县Castle Hayne灰岩中TE2.3旋回(44.5—40.5Ma)的最大非补偿作用面上面。(c)和(d)为球粒(pc)和片状海相胶结物(bc)胶结的苔藓生物亮晶砾屑灰岩。晶间孔隙后来充填了高水位有孔虫生物微晶(fb)。薄片恰好在最大非补偿面之下，所取地点同(b)。(e)和(f)同(c)和(d)。注意印模孔隙中没有充填高水位有孔虫生物微晶。说明出露水面，淡水进入和海相胶结物沉淀和随后高水位有孔虫生物微晶灰岩的充填之后不稳定文石的溶解

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn



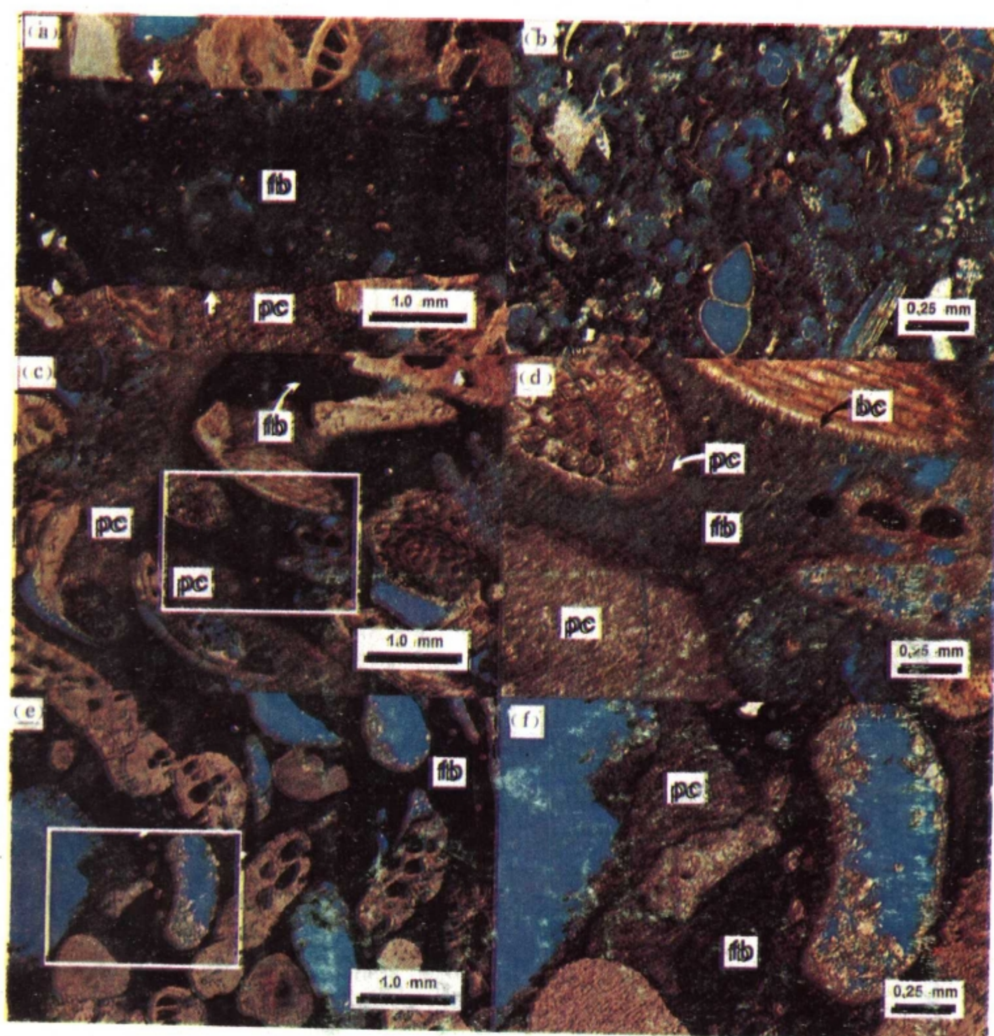


图19-15　显微照片

(a)钻孔(箭头所指)削截的球粒胶结物(pc)和他生成分。早期高水位沉积的有孔虫生物微晶充填了钻孔和晶间孔隙。薄片取自紧靠TE2.3旋回的最大非补偿作用面下。北卡罗来纳州Pender县Castle Hayne灰岩。(b)高水位沉积底部。有孔虫生物微晶灰岩，薄片恰好取自北卡罗来纳Pender县Castle Hayne灰岩中TE2.3旋回(44.5—40.5Ma)的最大非补偿作用面上面。(c)和(d)为球粒(pc)和片状海相胶结物(bc)胶结的苔藓生物亮晶砾屑灰岩。晶间孔隙后来充填了高水位有孔虫生物微晶(fb)。薄片恰好在最大非补偿面之下，所取地点同(b)。(e)和(f)同(c)和(d)。注意印模孔隙中没有充填高水位有孔虫生物微晶。说明出露水面，淡水进入和海相胶结物沉淀和随后高水位有孔虫生物微晶灰岩的充填之后不稳定文石的溶解

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn



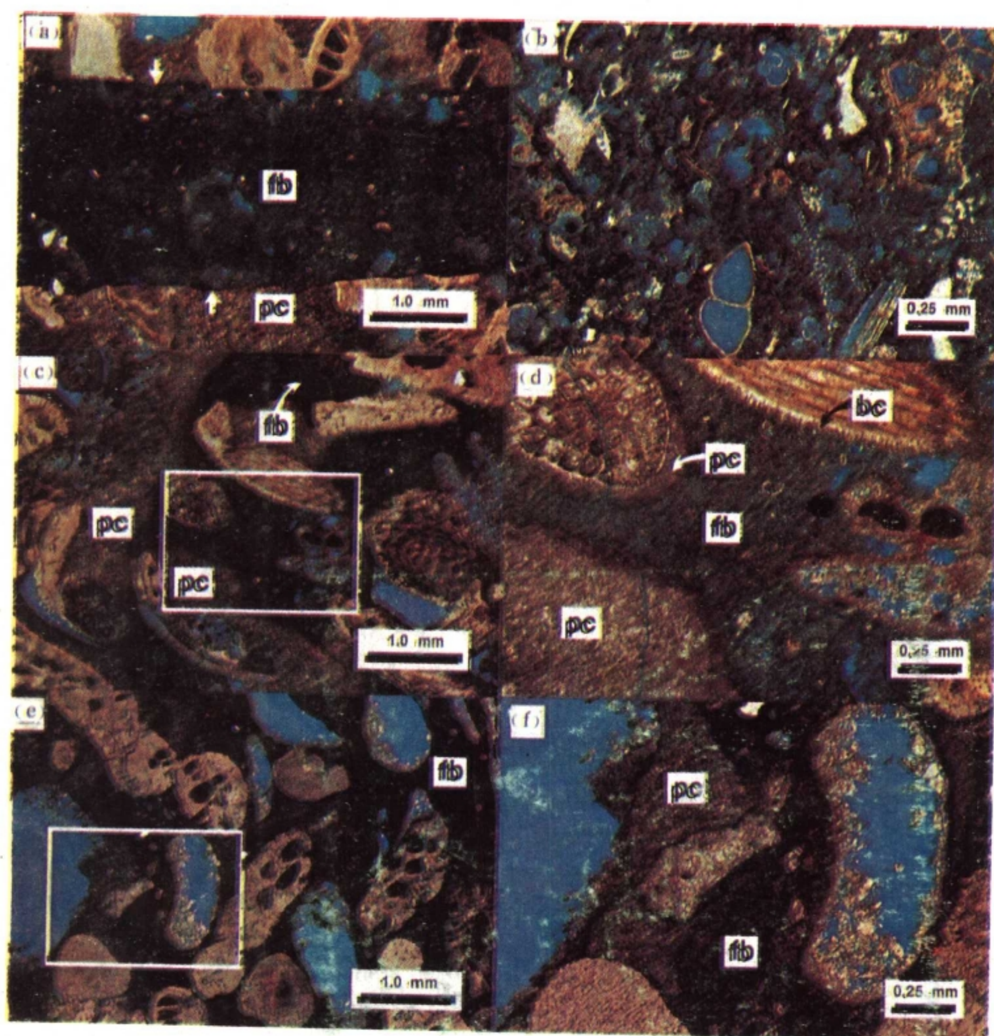


图19-15　显微照片

(a)钻孔(箭头所指)削截的球粒胶结物(pc)和他生成分。早期高水位沉积的有孔虫生物微晶充填了钻孔和晶间孔隙。薄片取自紧靠TE2.3旋回的最大非补偿作用面下。北卡罗来纳州Pender县Castle Hayne灰岩。(b)高水位沉积底部。有孔虫生物微晶灰岩，薄片恰好取自北卡罗来纳Pender县Castle Hayne灰岩中TE2.3旋回(44.5—40.5Ma)的最大非补偿作用面上面。(c)和(d)为球粒(pc)和片状海相胶结物(bc)胶结的苔藓生物亮晶砾屑灰岩。晶间孔隙后来充填了高水位有孔虫生物微晶(fb)。薄片恰好在最大非补偿面之下，所取地点同(b)。(e)和(f)同(c)和(d)。注意印模孔隙中没有充填高水位有孔虫生物微晶。说明出露水面，淡水进入和海相胶结物沉淀和随后高水位有孔虫生物微晶灰岩的充填之后不稳定文石的溶解

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn



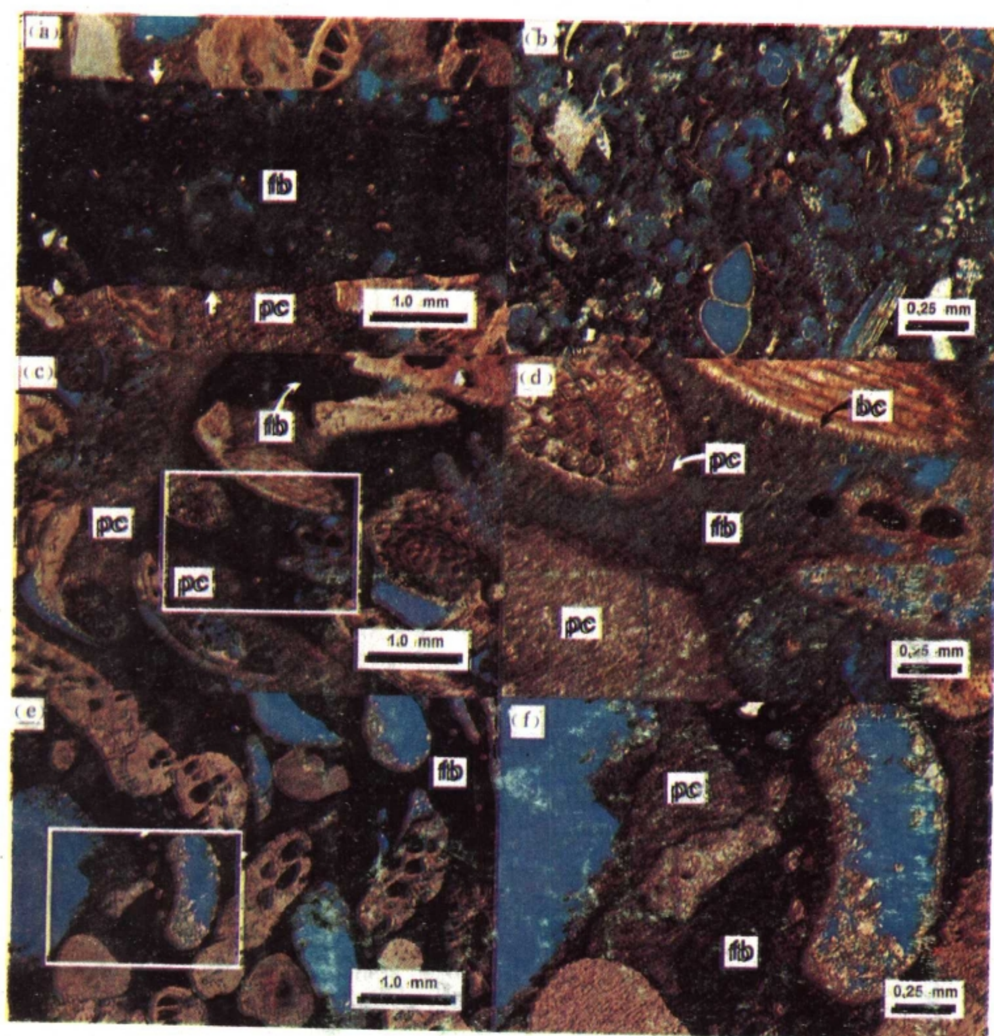


图19-15　显微照片

(a)钻孔(箭头所指)削截的球粒胶结物(pc)和他生成分。早期高水位沉积的有孔虫生物微晶充填了钻孔和晶间孔隙。薄片取自紧靠TE2.3旋回的最大非补偿作用面下。北卡罗来纳州Pender县Castle Hayne灰岩。(b)高水位沉积底部。有孔虫生物微晶灰岩，薄片恰好取自北卡罗来纳Pender县Castle Hayne灰岩中TE2.3旋回(44.5—40.5Ma)的最大非补偿作用面上面。(c)和(d)为球粒(pc)和片状海相胶结物(bc)胶结的苔藓生物亮晶砾屑灰岩。晶间孔隙后来充填了高水位有孔虫生物微晶(fb)。薄片恰好在最大非补偿面之下，所取地点同(b)。(e)和(f)同(c)和(d)。注意印模孔隙中没有充填高水位有孔虫生物微晶。说明出露水面，淡水进入和海相胶结物沉淀和随后高水位有孔虫生物微晶灰岩的充填之后不稳定文石的溶解

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn



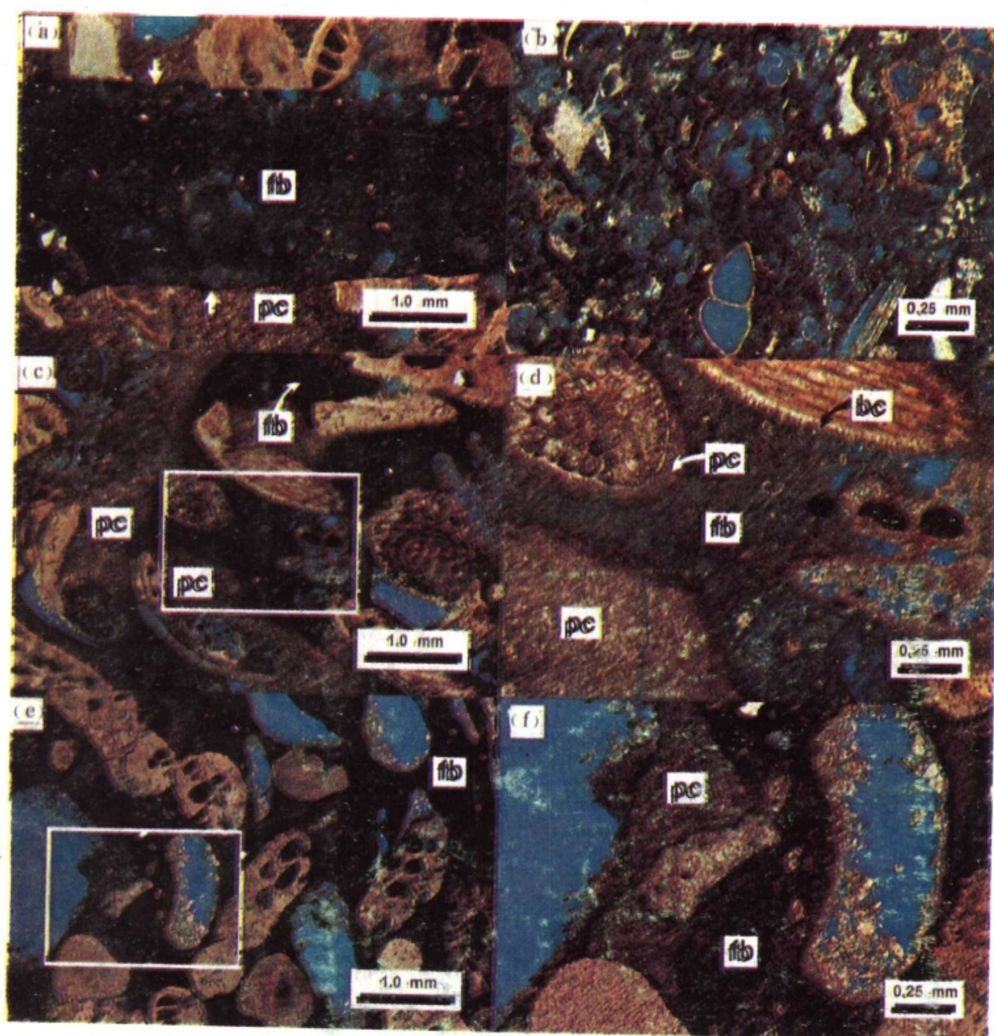


图19-15　显微照片

（a）钻孔（箭头所指）削截的球粒胶结物（pc）和他生成分。早期高水位沉积的有孔虫生物微晶充填了钻孔和晶间孔隙。薄片取自紧靠TE2.3旋回的最大非补偿作用面下。北卡罗来纳州Pender县Castle Hayne灰岩。（b）高水位沉积底部。有孔虫生物微晶灰岩，薄片恰好取自北卡罗来纳Pender县Castle Hayne灰岩中TE2.3旋回（44.5—40.5Ma）的最大非补偿作用面上面。（c）和（d）为球粒（pc）和片状海相胶结物（bc）胶结的苔藓生物亮晶砾屑灰岩。晶间孔隙后来充填了高水位有孔虫生物微晶（fb）。薄片恰好在最大非补偿面之下，所取地点同（b）。（e）和（f）同（c）和（d）。注意印模孔隙中没有充填高水位有孔虫生物微晶。说明出露水面，淡水进入和海相胶结物沉淀和随后高水位有孔虫生物微晶灰岩的充填之后不稳定文石的溶解

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn


0060 8169

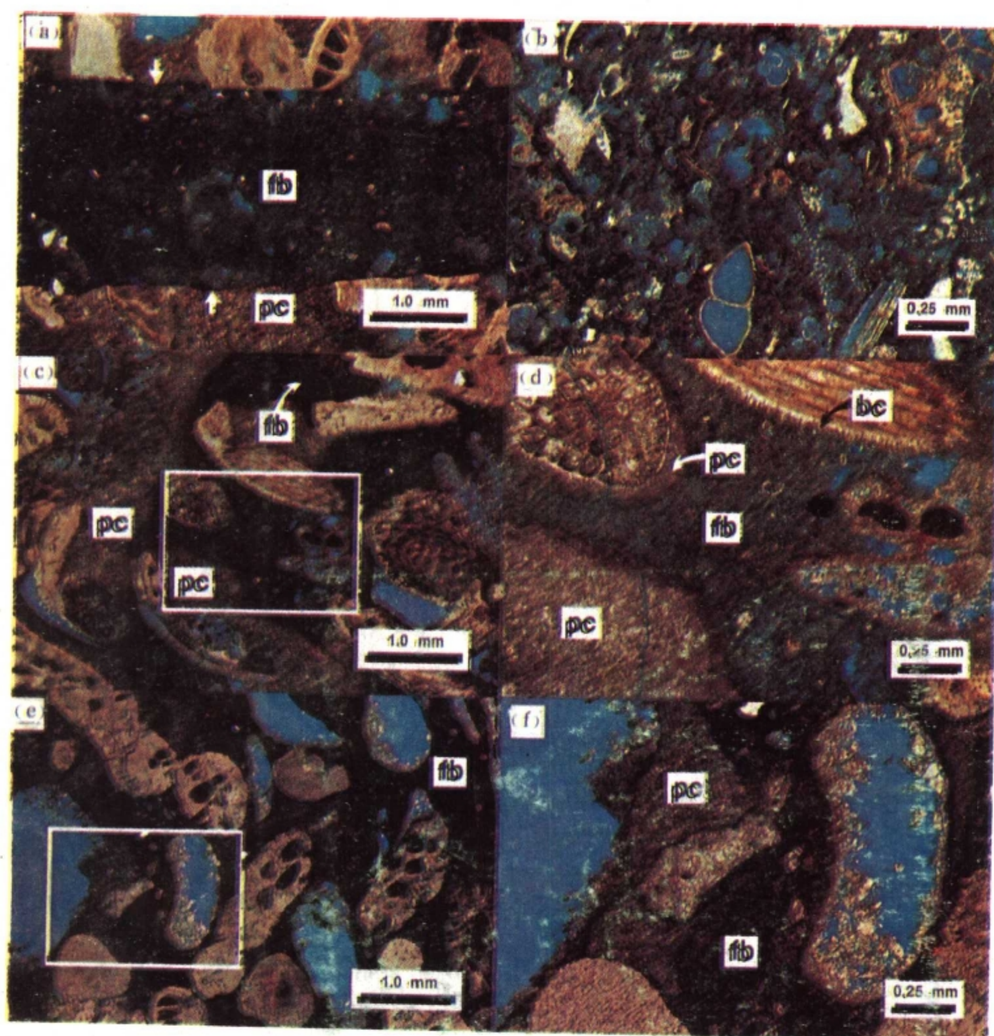


图19-15　显微照片

(a) 钻孔(箭头所指)削截的球粒胶结物(pc)和他生成分。早期高水位沉积的有孔虫生物微晶充填了钻孔和晶间孔隙。薄片取自紧靠TE2.3旋回的最大非补偿作用面下。北卡罗来纳州Pender县Castle Hayne灰岩。(b) 高水位沉积底部。有孔虫生物微晶灰岩，薄片恰好取自北卡罗来纳Pender县Castle Hayne灰岩中TE2.3旋回(44.5—40.5Ma)的最大非补偿作用面上面。(c) 和(d) 为球粒(pc)和片状海相胶结物(bc)胶结的苔藓生物亮晶砾屑灰岩。晶间孔隙后来充填了高水位有孔虫生物微晶(fb)。薄片恰好在最大非补偿面之下，所取地点同(b)。(e)和(f)同(c)和(d)。注意印模孔隙中没有充填高水位有孔虫生物微晶。说明出露水面，淡水进入和海相胶结物沉淀和随后高水位有孔虫生物微晶灰岩的充填之后不稳定文石的溶解

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn


0060 8169

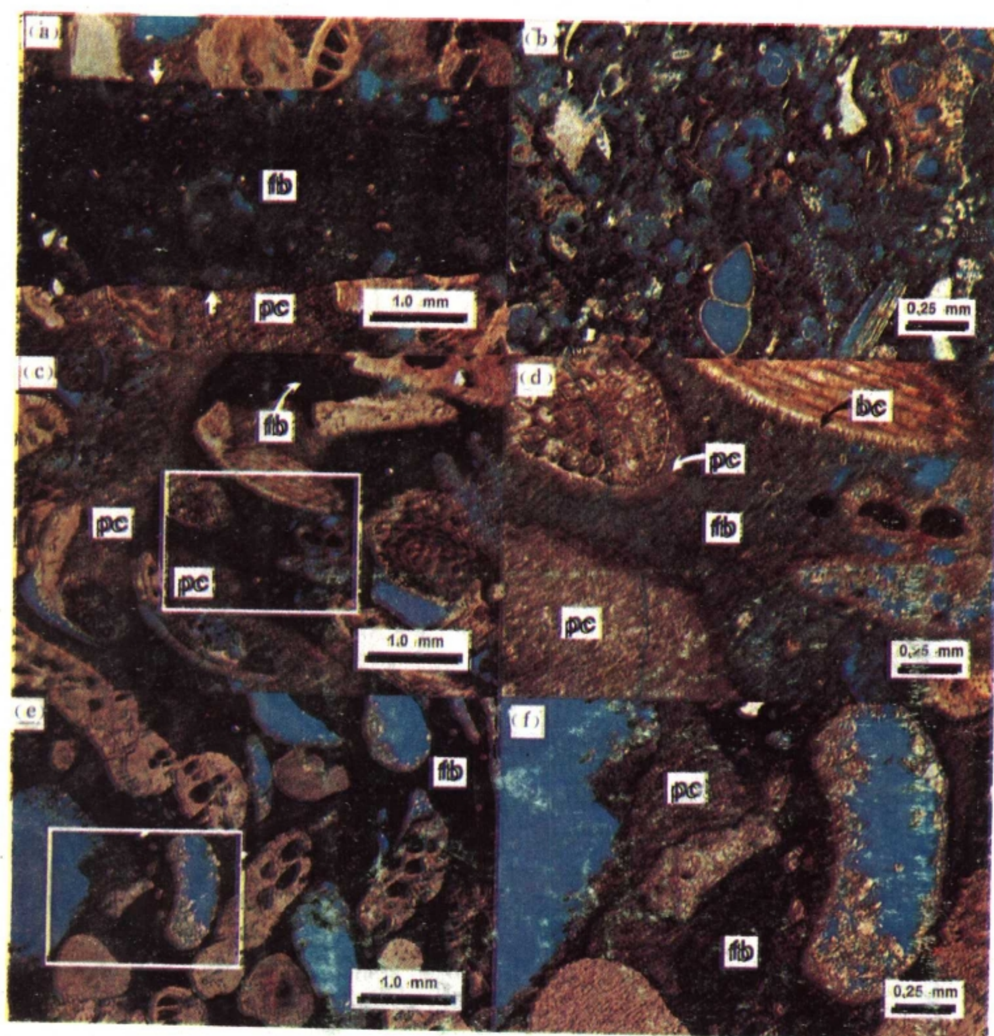


图19-15　显微照片

(a)钻孔(箭头所指)削截的球粒胶结物(pc)和他生成分。早期高水位沉积的有孔虫生物微晶充填了钻孔和晶间孔隙。薄片取自紧靠TE2.3旋回的最大非补偿作用面下。北卡罗来纳州Pender县Castle Hayne灰岩。(b)高水位沉积底部。有孔虫生物微晶灰岩，薄片恰好取自北卡罗来纳Pender县Castle Hayne灰岩中TE2.3旋回(44.5—40.5Ma)的最大非补偿作用面上面。(c)和(d)为球粒(pc)和片状海相胶结物(bc)胶结的苔藓生物亮晶砾屑灰岩。晶间孔隙后来充填了高水位有孔虫生物微晶(fb)。薄片恰好在最大非补偿面之下，所取地点同(b)。(e)和(f)同(c)和(d)。注意印模孔隙中没有充填高水位有孔虫生物微晶。说明出露水面，淡水进入和海相胶结物沉淀和随后高水位有孔虫生物微晶灰岩的充填之后不稳定文石的溶解

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn



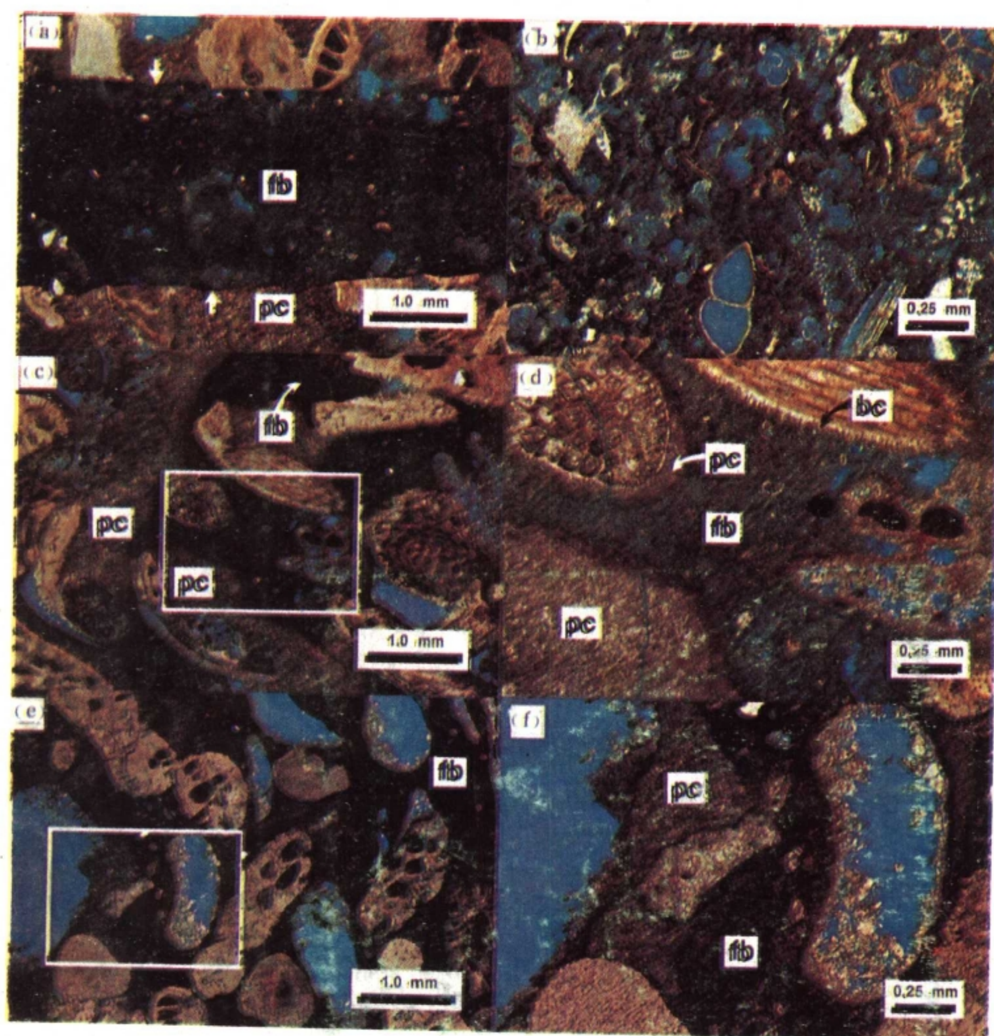


图19-15　显微照片

(a) 钻孔(箭头所指)削截的球粒胶结物(pc)和他生成分。早期高水位沉积的有孔虫生物微晶充填了钻孔和晶间孔隙。薄片取自紧靠TE2.3旋回的最大非补偿作用面下。北卡罗来纳州Pender县Castle Hayne灰岩。(b) 高水位沉积底部。有孔虫生物微晶灰岩，薄片恰好取自北卡罗来纳Pender县Castle Hayne灰岩中TE2.3旋回(44.5—40.5Ma)的最大非补偿作用面上面。(c) 和(d) 为球粒(pc)和片状海相胶结物(bc)胶结的苔藓生物亮晶砾屑灰岩。晶间孔隙后来充填了高水位有孔虫生物微晶(fb)。薄片恰好在最大非补偿面之下，所取地点同(b)。(e)和(f)同(c)和(d)。注意印模孔隙中没有充填高水位有孔虫生物微晶。说明出露水面，淡水进入和海相胶结物沉淀和随后高水位有孔虫生物微晶灰岩的充填之后不稳定文石的溶解

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn



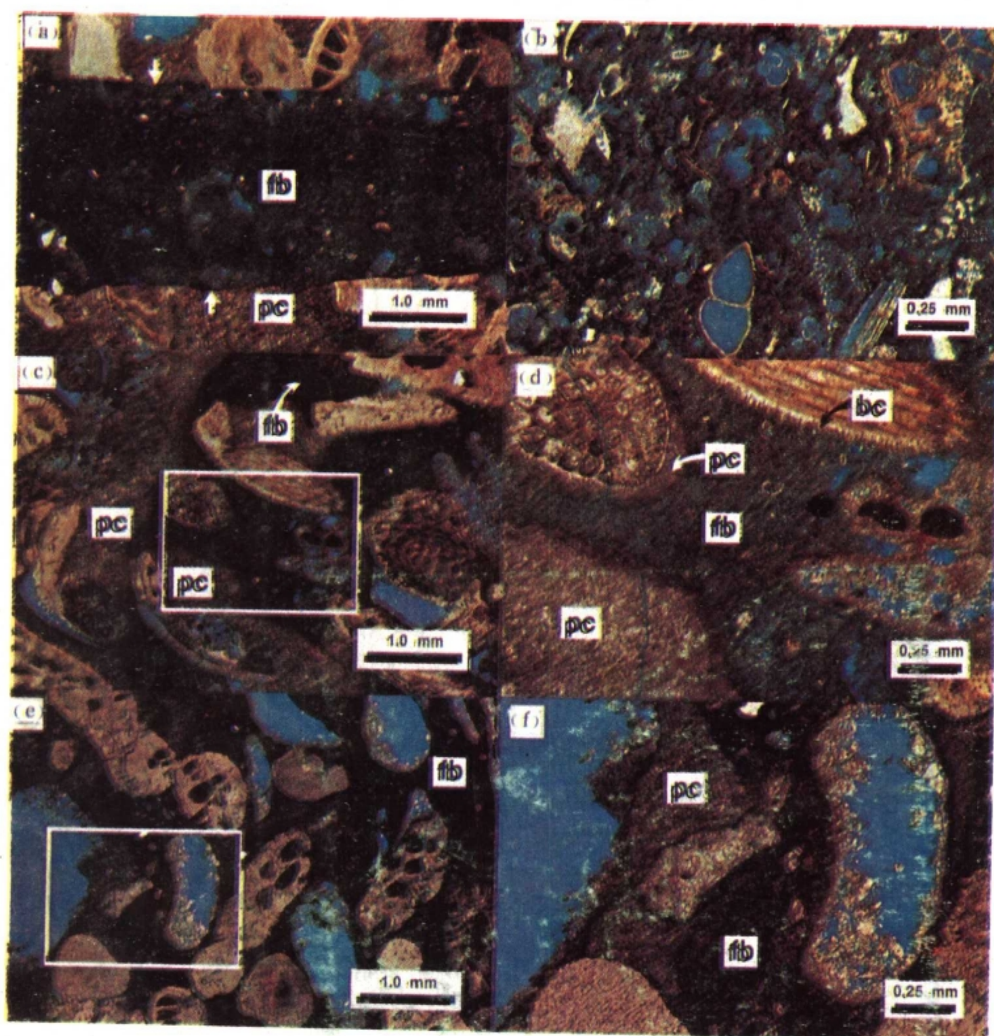


图19-15　显微照片

(a)钻孔(箭头所指)削截的球粒胶结物(pc)和他生成分。早期高水位沉积的有孔虫生物微晶充填了钻孔和晶间孔隙。薄片取自紧靠TE2.3旋回的最大非补偿作用面下。北卡罗来纳州Pender县Castle Hayne灰岩。(b)高水位沉积底部。有孔虫生物微晶灰岩，薄片恰好取自北卡罗来纳Pender县Castle Hayne灰岩中TE2.3旋回(44.5—40.5Ma)的最大非补偿作用面上面。(c)和(d)为球粒(pc)和片状海相胶结物(bc)胶结的苔藓生物亮晶砾屑灰岩。晶间孔隙后来充填了高水位有孔虫生物微晶(fb)。薄片恰好在最大非补偿面之下，所取地点同(b)。(e)和(f)同(c)和(d)。注意印模孔隙中没有充填高水位有孔虫生物微晶。说明出露水面，淡水进入和海相胶结物沉淀和随后高水位有孔虫生物微晶灰岩的充填之后不稳定文石的溶解

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn



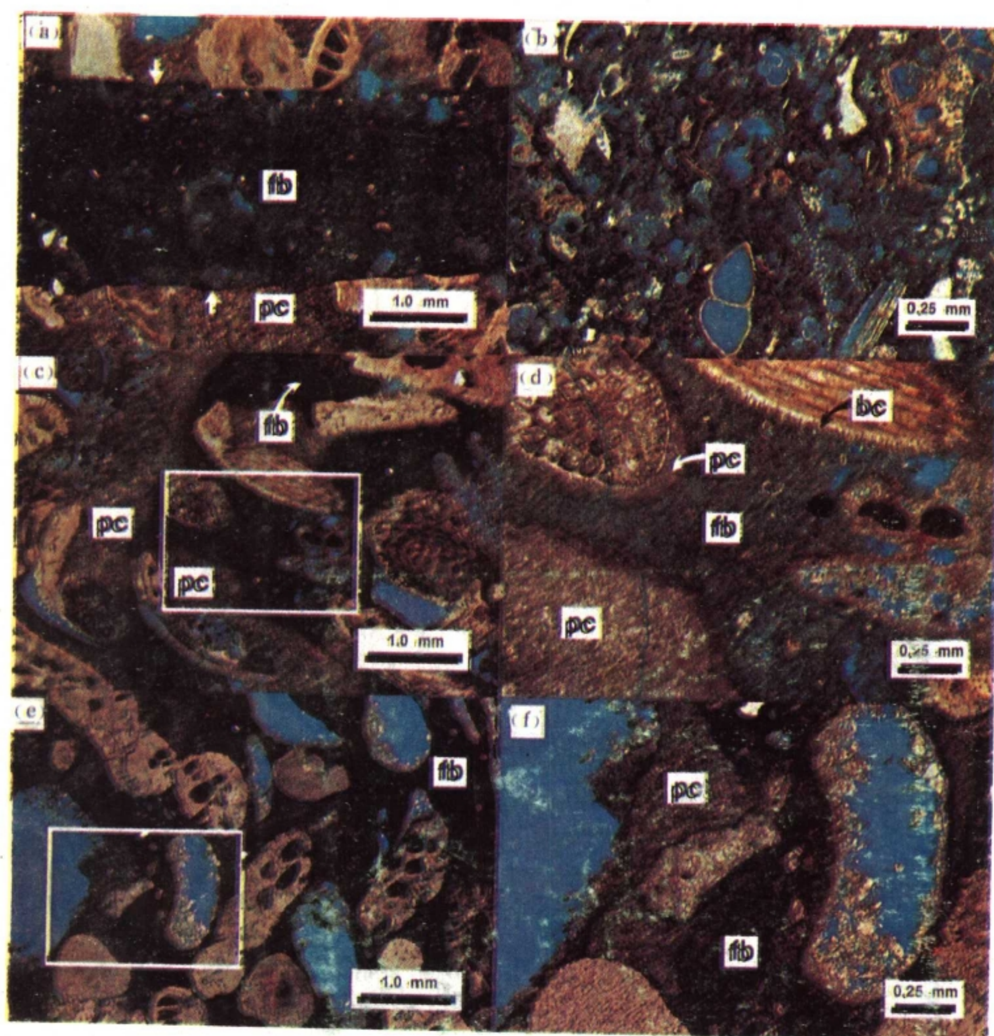


图19-15　显微照片

(a)钻孔(箭头所指)削截的球粒胶结物(pc)和他生成分。早期高水位沉积的有孔虫生物微晶充填了钻孔和晶间孔隙。薄片取自紧靠TE2.3旋回的最大非补偿作用面下。北卡罗来纳州Pender县Castle Hayne灰岩。(b)高水位沉积底部。有孔虫生物微晶灰岩，薄片恰好取自北卡罗来纳Pender县Castle Hayne灰岩中TE2.3旋回(44.5—40.5Ma)的最大非补偿作用面上面。(c)和(d)为球粒(pc)和片状海相胶结物(bc)胶结的苔藓生物亮晶砾屑灰岩。晶间孔隙后来充填了高水位有孔虫生物微晶(fb)。薄片恰好在最大非补偿面之下，所取地点同(b)。(e)和(f)同(c)和(d)。注意印模孔隙中没有充填高水位有孔虫生物微晶。说明出露水面，淡水进入和海相胶结物沉淀和随后高水位有孔虫生物微晶灰岩的充填之后不稳定文石的溶解

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn



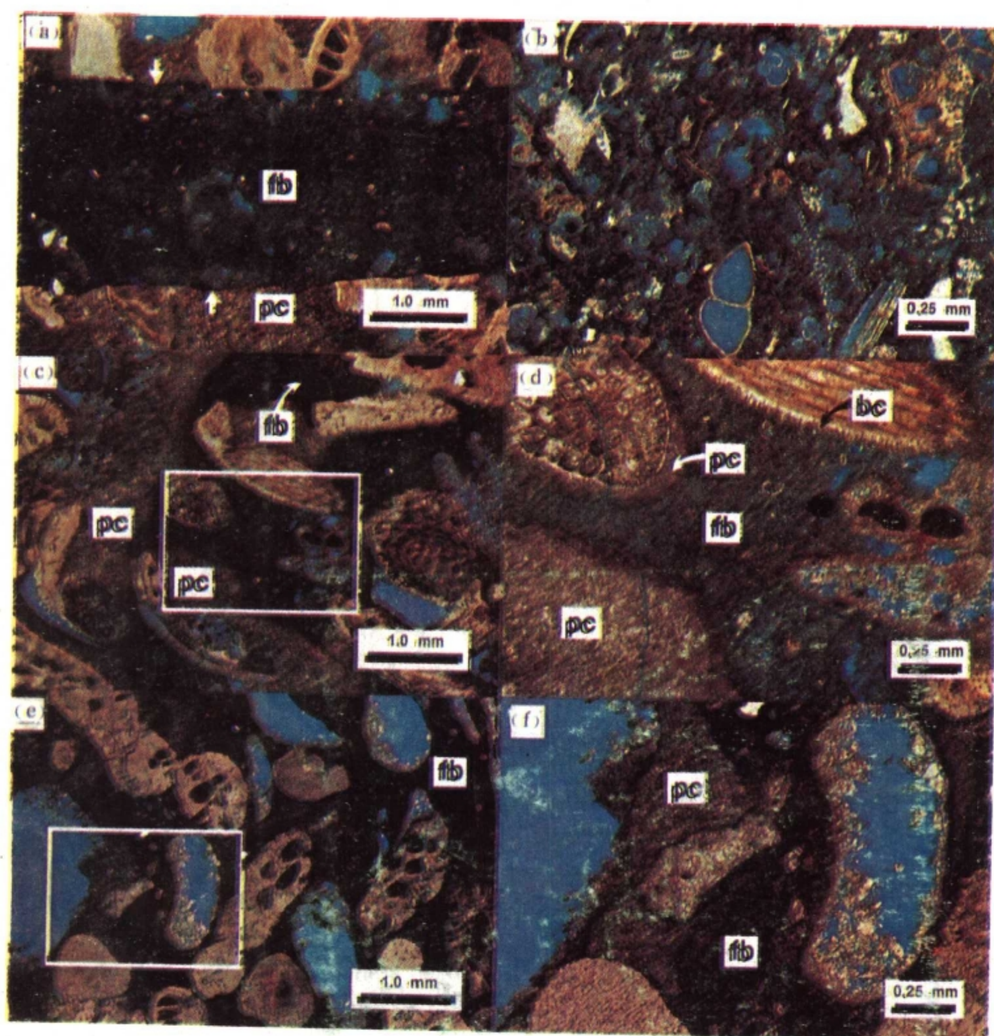


图19-15 显微照片

(a) 钻孔(箭头所指)削截的球粒胶结物(pc)和他生成分。早期高水位沉积的有孔虫生物微晶充填了钻孔和晶间孔隙。薄片取自紧靠TE2.3旋回的最大非补偿作用面下。北卡罗来纳州Pender县Castle Hayne灰岩。(b) 高水位沉积底部。有孔虫生物微晶灰岩，薄片恰好取自北卡罗来纳Pender县Castle Hayne灰岩中TE2.3旋回(44.5—40.5Ma)的最大非补偿作用面上面。(c) 和(d) 为球粒(pc)和片状海相胶结物(bc)胶结的苔藓生物亮晶砾屑灰岩。晶间孔隙后来充填了高水位有孔虫生物微晶(fb)。薄片恰好在最大非补偿面之下，所取地点同(b)。(e)和(f)同(c)和(d)。注意印模孔隙中没有充填高水位有孔虫生物微晶。说明出露水面，淡水进入和海相胶结物沉淀和随后高水位有孔虫生物微晶灰岩的充填之后不稳定文石的溶解

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn


0060 8169

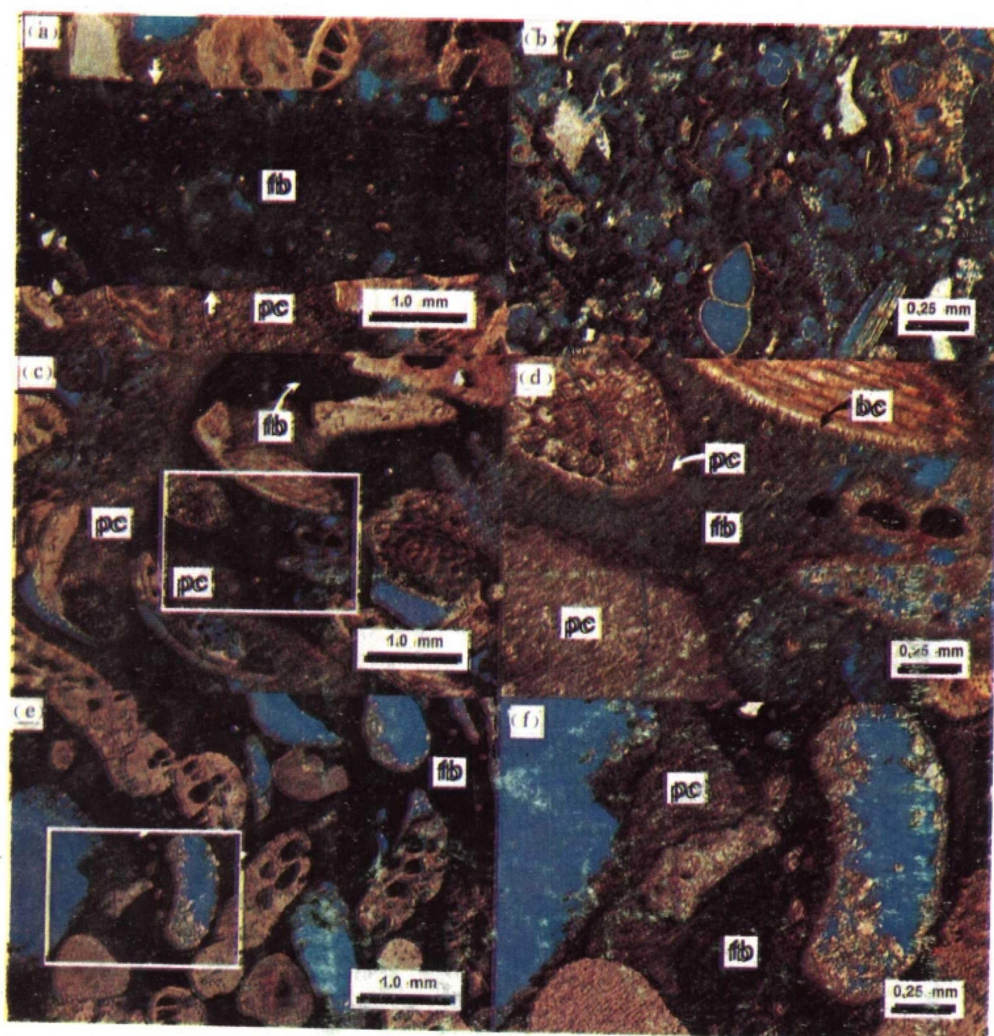


图19-15　显微照片

(a) 钻孔(箭头所指)削截的球粒胶结物(pc)和他生成分。早期高水位沉积的有孔虫生物微晶充填了钻孔和晶间孔隙。薄片取自紧靠TE2.3旋回的最大非补偿作用面下。北卡罗来纳州Pender县Castle Hayne灰岩。(b) 高水位沉积底部。有孔虫生物微晶灰岩，薄片恰好取自北卡罗来纳Pender县Castle Hayne灰岩中TE2.3旋回(44.5—40.5Ma)的最大非补偿作用面上面。(c) 和(d) 为球粒(pc)和片状海相胶结物(bc)胶结的苔藓生物亮晶砾屑灰岩。晶间孔隙后来充填了高水位有孔虫生物微晶(fb)。薄片恰好在最大非补偿面之下，所取地点同(b)。(e)和(f)同(c)和(d)。注意印模孔隙中没有充填高水位有孔虫生物微晶。说明出露水面，淡水进入和海相胶结物沉淀和随后高水位有孔虫生物微晶灰岩的充填之后不稳定文石的溶解

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn



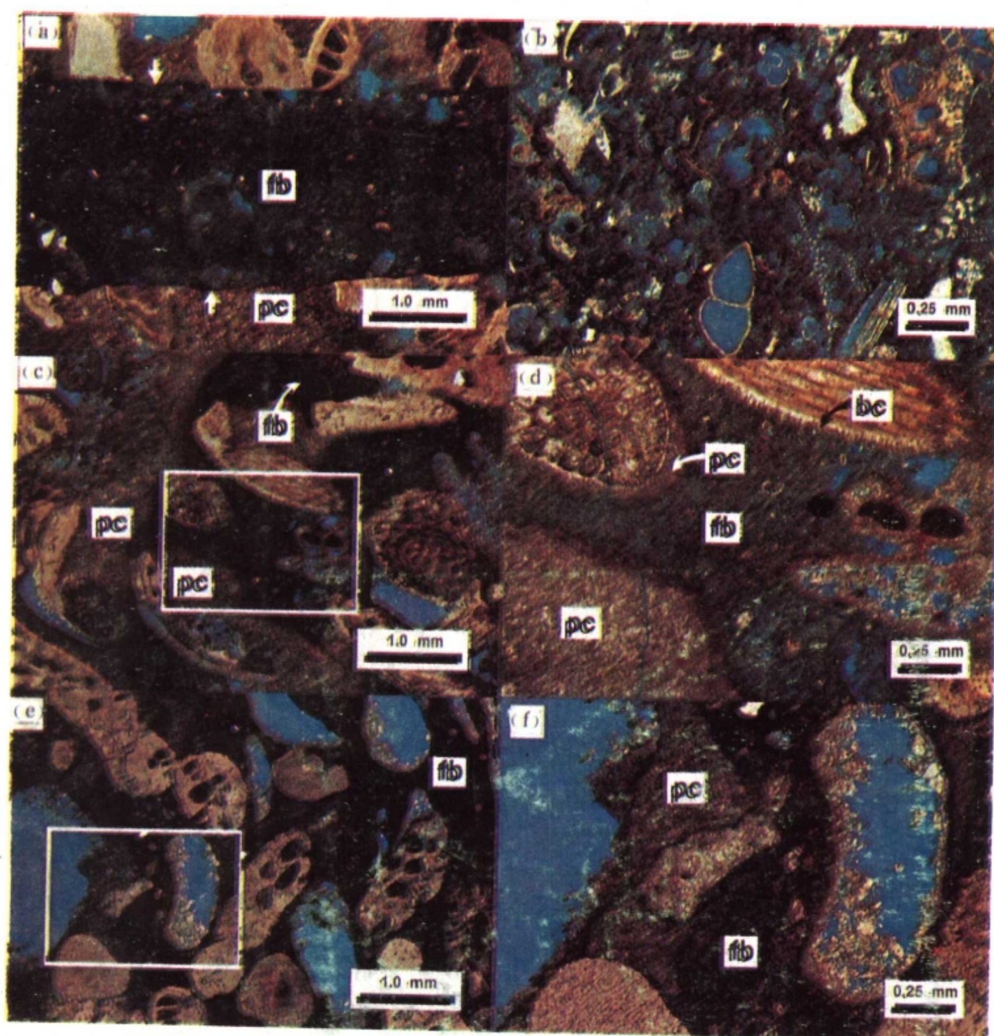


图19-15　显微照片

(a)钻孔(箭头所指)削截的球粒胶结物(pc)和他生成分。早期高水位沉积的有孔虫生物微晶充填了钻孔和晶间孔隙。薄片取自紧靠TE2.3旋回的最大非补偿作用面下。北卡罗来纳州Pender县Castle Hayne灰岩。(b)高水位沉积底部。有孔虫生物微晶灰岩，薄片恰好取自北卡罗来纳Pender县Castle Hayne灰岩中TE2.3旋回(44.5—40.5Ma)的最大非补偿作用面上面。(c)和(d)为球粒(pc)和片状海相胶结物(bc)胶结的苔藓生物亮晶砾屑灰岩。晶间孔隙后来充填了高水位有孔虫生物微晶(fb)。薄片恰好在最大非补偿面之下，所取地点同(b)。(e)和(f)同(c)和(d)。注意印模孔隙中没有充填高水位有孔虫生物微晶。说明出露水面，淡水进入和海相胶结物沉淀和随后高水位有孔虫生物微晶灰岩的充填之后不稳定文石的溶解

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.com.cn